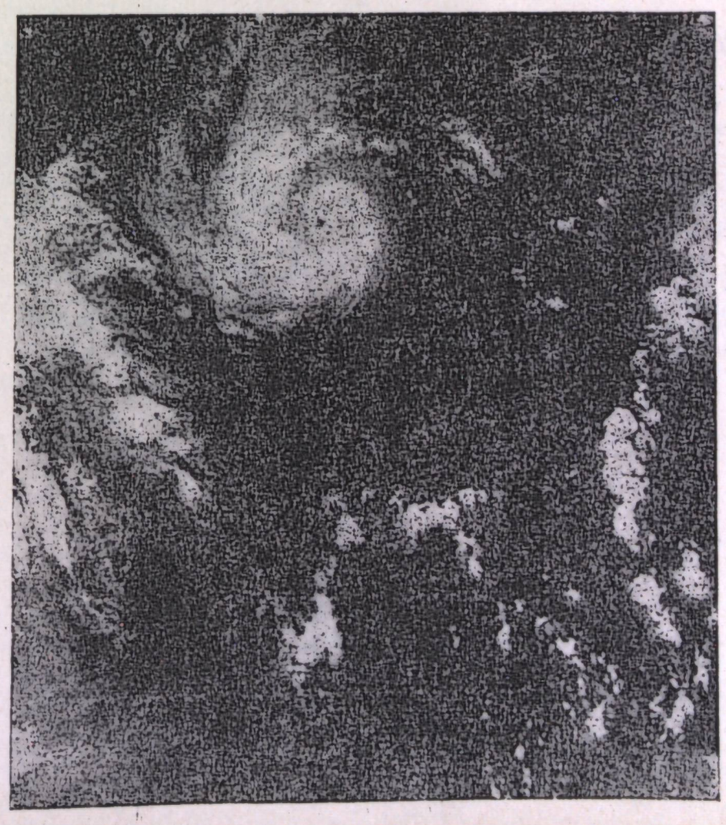
551(03)
О-50

ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

Океан–Атмосфера

Энциклопедия

Океан — Атмосфера



McGraw-Hill Encyclopedia of Ocean and Atmospheric Sciences

Sybil P. Parker

Editor in Chief

McGraw-Hill Book Company

New York
St. Louis
San Francisko
Auckland
Bogotá
Hamburg
Johannesburg
London
Madrid
Mexico
Montreal
New Delhi
Panama
Paris
São Paolo
Singapore
Sydney
Tokyo
Toronto

Editorial Staff

Sybil P. Parker, Editor in Chief
Jonathan Weil, Staff editor
Betty Richman, Staff editor

Edward J. Fox, Art director
Ann D. Bonardi, Art production supervisor
Richard A. Roth, Art editor
Cynthia M. Kelly, Art/traffic

Joe Faulk, Editing manager
Olive H. Collen, Editing supervisor
Patricia Albers, Senior editing assistant
Judith Alberts, Editing assistant
Thomas Siracusa, Editing assistant

Consulting Editors

Dr. John C. Drake. Associate Professor, Department of Geology, University of Vermont.

Dr. Ralph Shapiro. Chief, Climatology and Dynamics Branch, Air Force Geophysics Laboratory.

Dr. Donald J. P. Swift. Research Oceanographer, Marine Geology and Geophysics Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Miami, Fl.

Энциклопедия Океан — Атмосфера

Предисловие к русскому изданию 5
Предисловие 7
Статьи, от А до Я 9
Авторский указатель 449
Предметный указатель 453

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1983

551(03)
О-50
Д221,0+Д242.8]я20.

УДК (551.46+551.5) (03)

Редакционная коллегия:

А. П. Алексеев, канд. геогр. наук
М. И. Будыко, чл.-корр. АН СССР
Э. К. Бютнер, д-р физ.-мат. наук
Е. С. Володин, канд. физ.-мат. наук
А. Н. Голиков, д-р биол. наук
А. Д. Данилов, д-р физ.-мат. наук
А. С. Дубов, канд. физ.-мат. наук
А. И. Ивановский, д-р физ.-мат. наук, профессор
И. М. Имянитов, д-р физ.-мат. наук, профессор
И. Л. Кароль, д-р физ.-мат. наук
К. И. Кобак, канд. биол. наук
К. Я. Кондратьев, чл.-корр. АН СССР
Г. А. Лебедев, канд. физ.-мат. наук
Н. В. Логвиненко, д-р геол.-минерал. наук, профессор
И. П. Мазин, д-р физ.-мат. наук, профессор
М. А. Петросянц, д-р геогр. наук, профессор
И. В. Попов, д-р геогр. наук, профессор
С. М. Семенов, канд. физ.-мат. наук
А. А. Соколов, д-р геогр. наук, профессор
В. Д. Степаненко, д-р техн. наук, профессор
А. Х. Хргиан, д-р геогр. наук, профессор
Д. В. Чаликов, д-р физ.-мат. наук

Перевод с английского:

М. Ю. Белевич, Э. К. Бютнер, М. Я. Вербицкий, Е. Л. Генихович, В. В. Голосов, С. И. Грушин, М. А. Долголенко, Ж. К. Золотова, М. А. Каганов, О. В. Лапина, Л. А. Мялина, Е. Д. Надежина, А. И. Оль, Г. П. Резников, Л. В. Руховец, В. А. Рябченко, А. С. Сафрай, Б. Е. Шнееров

Редакция метеорологии
и охраны окружающей среды
Зав. редакцией Л. Л. Беленькая

В Энциклопедии собрано более 200 статей, охватывающих весьма широкий круг вопросов, связанных с океаном и атмосферой (прогноз погоды, подводная добыча полезных ископаемых, использование биологических ресурсов океана, глубоководные исследования и т. д.). Статьи написаны крупными специалистами в соответствующих областях, причем каждая статья позволяет получить представление о роли описываемого явления в общей картине процессов, происходящих в океане и атмосфере. Статьи расположены в алфавитном порядке и снабжены списком литературы, текст дополнен иллюстрациями, имеется подробный предметный указатель.

Для широкого круга специалистов — гидрометеорологов

565333

Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

Э 1903040000-135
069(02)-83 9-83

Copyright © 1980 by McGraw-Hill, Inc.
© Перевод на русский язык, Гидрометеоиздат, 1983

Предисловие к русскому изданию

Предлагаемая читателю *Энциклопедия океан—атмосфера* посвящена двум наиболее подвижным и изменчивым составляющим природной среды, с которыми приходится сталкиваться человеку в процессе производственной деятельности — воде и воздуху. Наука, изучающая атмосферу,— метеорология — и наука, изучающая океан,— океанология — сейчас представляют собой самостоятельные области знания. Однако в природе процессы, происходящие в атмосфере и океане, настолько тесно связаны между собой, что, по существу, атмосферу и океан следует рассматривать как единую систему. Составители Энциклопедии поставили перед собой сложную задачу — дать современное представление о многообразных процессах, протекающих в атмосфере, океане и на границе их раздела, с учетом достижений всех наук в изучении этих двух сред. Статьи в Энциклопедии расположены в алфавитном порядке, что в известной мере ограничило возможности системного изложения материала, однако это же позволило существенно упростить пользование книгой. Конечно, Энциклопедия — это не толковый словарь, и в ней нельзя найти разъяснение буквально всех терминов и понятий, используемых в метеорологии и океанологии, но вместе с тем Энциклопедия, безусловно, дает возможность получить общее представление об атмосфере и океане.

В Энциклопедии собрано более 200 статей, охватывающих широкий круг вопросов изучения атмосферы и океана. В них освещается содержание отдельных получивших самостоятельное значение разделов метеорологии и океанологии, таких, как авиационная метеорология, атмосферная оптика, биоклиматология, геомагнетизм, геофизика, гидрология, гляциология, динамическая метеорология, климатология, мореходная метеорология, морская геология, морская микробиология, океанография, полярная метеорология, прикладная метеорология, синоптическая метеорология, тропическая метеорология, физика атмосферы, химия атмосферы, химия вод гидросферы и т. д. Большое место занимают статьи, посвященные географическому описанию Атлантического, Индийского, Тихого, Северного Ледовитого и Южного океанов, а также Берингову, Балтийскому, Карибскому, Красному, Саргассову, Северному, Средиземному, Черному морям. Кроме того, целый ряд статей посвящен отдельным вопросам строения и состава атмосферы (ионосфере, стратосфере, тропосфере и др.), эволюции атмосферы и изменениям климата и погоды. Описание отдельных объектов, процессов и явлений, с которыми приходится сталкиваться при изучении атмосферы и океана, таких, как апвеллинг, воздушная масса, галоклин, геомагнитная буря, засуха, космические лучи, термоклин, торнадо, ураган, фронт и др., также нашло отражение в книге.

Большое место в Энциклопедии уделено прикладным вопросам — состоянию и перспективам развития прогнозов различной заблаговременности, загрязнению природной среды, звуколокации, морскому промыслу и использованию биологических ресурсов океанов, глубоководным исследованиям, использованию полезных ископаемых морского дна, проблемам морской экологии. Есть в Энциклопедии и такие статьи, как *Воздух, Лед суши, Морской лед, Морская вода*, которые имеют познавательное значение и дают прекрасную сводку данных о физических и химических свойствах сред, представляющих большой интерес для специалистов разных профессий. Естественно, перечисленный круг вопросов не охватывает всего содержания Энциклопедии. Однако уже одно перечисление свидетельствует о широте ее тематики.

Энциклопедия — это не учебник и ее не следует использовать для изучения основ наук о Земле и методов исследований, которые применяются в различных областях океанологии и метеорологии. Однако она позволяет сравнительно легко и быстро получить представление о самых различных вопросах исследования атмосферы и океана, познакомиться с основными идеями и достижениями практически во всех разделах этих наук. Бо́льшая часть статей написана такими крупными учеными, как Бержерон, Стоммел, Лоренц, Мейсон, Вероніс, Элиассен, Суоми, Унтерштайнер и др., что, несомненно, свидетельствует о высоком уровне Энциклопедии.

Все статьи Энциклопедии написаны достаточно популярно и рассчитаны на самый широкий круг читателей, имеющих физико-математическую подготовку в объеме средней школы.

К сожалению, в некоторых статьях, особенно по истории развития науки, истории исследования океанов и истории географических открытий, материал излагается несколько односторонне, в них не упоминаются многие крупные исследователи. Иногда изложение материала в статьях и примеры для его иллюстрации подобраны с учетом интересов американского читателя, что вносит элемент регионализма. Однако в большинстве случаев описание результатов экспериментов и технических достижений будет интересно советскому читателю.

Для того чтобы приблизить текст к международным стандартам, как правило, единицы физических величин были переведены из британской системы единиц в Международную систему единиц (СИ). В некоторых случаях, главным образом на графическом материале, этого сделать не удалось.

В Энциклопедии содержится очень богатый цифровой материал. Так, в ней можно получить сведения о величине уменьшения напряженности геомагнитного поля Земли во время магнитной бури и об объемах воздуха, которые нужно подавать подводнику на разных глубинах, чтобы избежать накопления CO_2, о времени пребывания химических элементов в океанах и о скоростях испарения влаги растениями во влажном и сухом климатах; познакомиться с основными физическими характеристиками Солнца и получить фактические данные о химическом составе пресных вод и дождевых осадков и т. д. Статьи Энциклопедии снабжены многочисленными графиками и фотографиями. Все это, несомненно, повышает ценность Энциклопедии.

Издание *Энциклопедии океан—атмосфера* на русском языке преследует две цели: образовательную и информативную. Действительно, учет закономерностей окружающей среды становится важной задачей в интенсификации производства и в поиске новых неиспользованных резервов. Это предполагает повышение уровня гидрометеорологического образования у самого широкого круга специалистов. *Энциклопедия океан—атмосфера*, несомненно, будет способствовать распространению гидрометеорологических знаний. Любой узкий специалист в области наук об атмосфере или океане может получить представление об интересующих его вопросах из смежных дисциплин, обратившись к соответствующей статье Энциклопедии. Здесь он найдет простое краткое изложение этого вопроса на современном уровне, а в конце каждой статьи — список литературы, которым в случае необходимости он может воспользоваться.

Хочется надеяться, что Энциклопедия окажется полезной для океанологов, метеорологов, гидрологов, физиков и географов, студентов высших учебных заведений и учащихся средних школ, специалистов сельского хозяйства — агрономов и агрохимиков, капитанов и штурманов дальнего плавания, морского и рыболовного флота, штурманов гражданской авиации и авиационных метеорологов, любителей подводного плавания и для многих других специалистов.

М. А. Петросянц

Предисловие

Океаны и атмосферные явления с незапамятных времен бросают вызов пытливому уму человека. Поначалу изучалась в основном география океанов с целью описания судоходных маршрутов, и сбор информации носил случайный характер. Изменчивая атмосфера казалась еще загадочнее, чем бескрайние океаны.

На основе разносторонних исследований океанов и атмосферы, начатых еще в XIX в., постепенно сформировались современные науки — океанология и метеорология. Несмотря на то что эти науки занимаются изучением двух различных и своеобразных сред, подвижность этих сред и характер их взаимодействия заставляют рассматривать океан и атмосферу как единую систему. В самом деле, взаимодействие океана и атмосферы настолько сложно, что порой причины невозможно отделить от следствий.

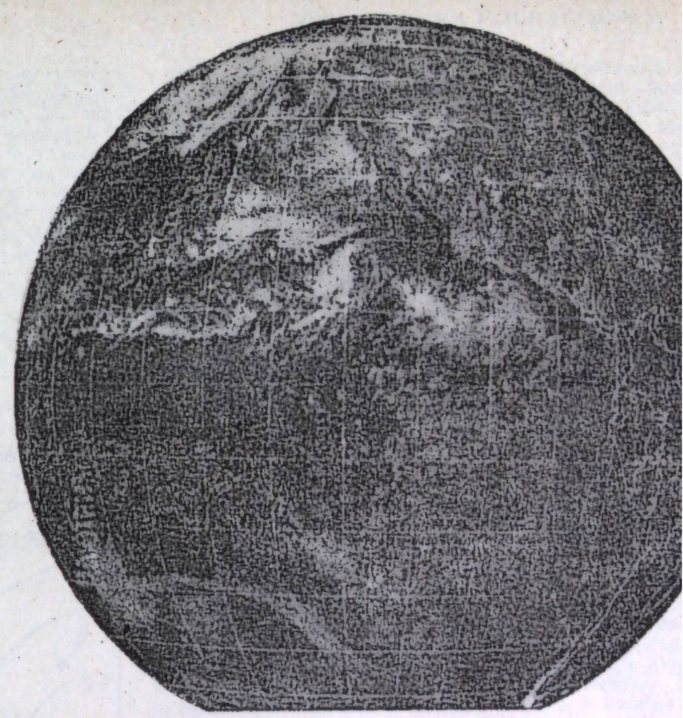
Метеорологи и океанологи изучают распределение и изменчивость химических и физических характеристик атмосферы и океана, а также различные явления. Измерения температуры воздуха, количества осадков, скорости и направления ветра позволяют получить информацию о погоде, необходимую для решения практических задач в сфере промышленного производства и сельском хозяйстве. С другой стороны, океанологические исследования, охватывающие всевозможные геологические, биологические, химические, физические и метеорологические явления в океанах, позволяют все шире использовать океан для блага человека.

Океаны и атмосфера оказывают огромное влияние на деятельность человека и прежде всего обеспечивают саму возможность жизни на Земле. Атмосфера экранирует вредные солнечные излучения и является источником энергии (в виде энергии ветра); атмосферные процессы определяют природные и погодные условия. Океаны являются источником многих ценных пищевых и минеральных ресурсов. Морская вода содержит потенциально важный источник энергии — дейтерий — и может быть использована для получения питьевой воды.

В Энциклопедии приводятся сведения из различных областей наук об океане и атмосфере. Глубина и широта охвата материала позволяют получить и теоретическую, и практическую информацию по таким вопросам, как прогноз погоды, использование минеральных и биологических ресурсов океанов, загрязнение атмосферы, программы спутниковых исследований, прикладная метеорология, изменения климата, подводные погружения и др.

Более 200 статей расположены в алфавитном порядке. Тематика статей, написанных коллективом известных специалистов, была одобрена советом редакторов-консультантов. Ряд статей подготовлен специально для этой энциклопедии, другие взяты из McGraw-Hill Encyclopedia of Ocean and Atmospheric Sciences. Текст поясняют более 500 иллюстраций. К достоинствам книги, несомненно, относится наличие перекрестных ссылок и предметного указателя.

Главный редактор
Сибил П. Паркер



Л
Я

Авиационная метеорология

Раздел метеорологии, в котором изучается влияние атмосферы на полет воздушных судов (как легче, так и тяжелее воздуха), а также на траектории ракет и снарядов. В данной статье будет рассмотрено восемь аспектов такого влияния. См. *Морская метеорология.*

Низкая видимость в аэропортах. Туман, снег и дождь делают невозможной посадку или взлет пассажирских самолетов, если горизонтальная дальность видимости оказывается ниже допустимого минимума для машин этого класса. В США такой минимум для самолетов, оборудованных стандартными приборами, составляет 800 м. Последнее время вместо обычного понятия «метеорологическая дальность видимости» чаще стало использоваться понятие «дальность видимости на взлетно-посадочной полосе» (ВПП); под этим понятием подразумевается расстояние, на котором интенсивные источники света на ВПП видны сверху при взлете или посадке. Минимальное допустимое значение дальности видимости на ВПП для посадки самолета уменьшилось в некоторых аэропортах до 600 м; предполагается, что со временем оно может снизиться до 300 м после установки в главных аэропортах специального электронного и оптического оборудования.

Поскольку дальность видимости на ВПП обычно значительно больше, чем метеорологическая дальность видимости, особенно в условиях тумана, уменьшение ее порогового значения, лимитирующего взлет или посадку самолетов, приближает авиацию к трудно достижимой цели — полетам при любых погодных условиях. Решение этой проблемы связано с более высокими требованиями к прогнозам погоды, в связи с чем был разработан ряд новых методов прогноза с использованием результатов мезо- и микросиноптического анализа, вычислений на быстродействующих ЭВМ и наблюдений за развитием тумана с помощью радара.

Турбулентность. Атмосферная турбулентность определяется как отклонение скорости воздушного потока от установившегося, регулярного режима и проявляется, во-первых, как мелкомасштабные вертикальные или горизонтальные порывы ветра с резкими пространственными границами и, во-вторых, как более крупномасштабные восходящие или нисхо-

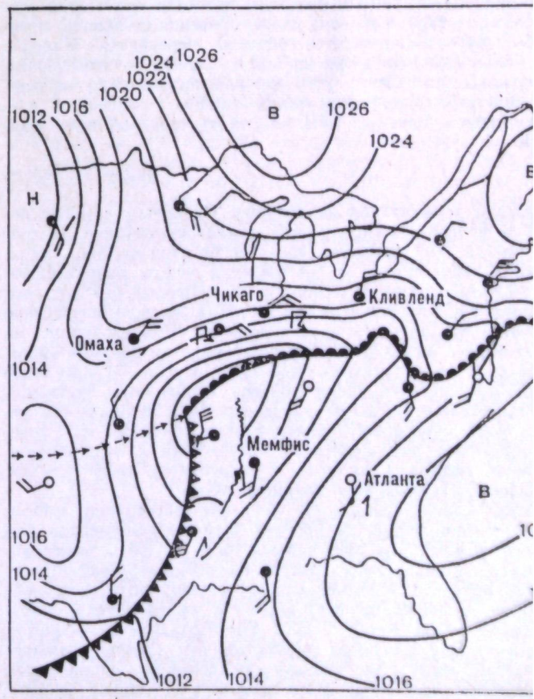


Рис. 1. Карта погоды, типичная для апреля (20 апр 30 мин): опасная грозовая ситуация в области теплог над восточными районами США. (*United Air Lines*).

дящие движения воздуха, захватывающие самолет и вынуждающие его подниматься или опускаться. В последнем случае воздействие происходит плавно в течение значительного времени. Очень интенсивная турбулентность может привести к потере управления пассажирским самолетом, вызвать разрушение отдельных частей конструкции или даже привести к авиационной катастрофе. Возникновение турбулентности обусловливают следующие основные факторы: 1) динамическое взаимодействие воздушного потока с неровностями подстилающей поверхности; 2) восходящие конвективные движения воздуха над нагретой поверхностью; 3) процессы, обусловленные неустойчивостью в грозовых облаках, при которых наблюдаются максимальные порывы ветра (рис. 1); 4) срыв потока, приводящий к вихревым движениям на подветренной стороне гор, сопровождающийся при инверсионной стратификации волновыми возмущениями; 5) сдвиги скорости ветра у поверхности раздела воздушных масс с различными свойствами, в частности с различной стратификацией температуры (тропопауза), а также в зоне струйных течений.

Генри Т. Харрисон

Турбулентность при ясном небе (ТЯН). Четвертая и пятая причины возникновения турбулентности, указанные выше, иногда существуют при отсутствии облаков. В таких ситуациях пилот не располагает никакими предупреждающими признаками о встрече с интенсивной турбулентностью. Неожиданность толчков при резком порыве ветра увеличивает опасность полетов в зоне ТЯН и создает особые неудобства с точки зрения комфорта пассажиров. До недавнего времени успехи в прогнозировании расположения таких зон были весьма умеренными. Поскольку ТЯН является мезомасштабным явлением — порядка нескольких километров по горизонтали и нескольких сотен или тысяч метров по вертикали — плотность существующей сети радиозондирования не может обеспечить надежное обнаружение таких опасных для полетов зон. Остается надежда, что по мере создания специальных приборов, позволяющих определять сдвиги ветра и стратификацию температуры впереди летящего самолета, пилот будет в состоянии принять соответствующие меры или хотя бы предупредить пассажиров о возможности неспокойного полета. См. *Турбулентность при ясном небе.*

Реакция самолета на возмущения воздушного потока сильно зависит от типа самолета и скорости его полета при пересечении турбулизованной зоны. Обычно самолеты, летящие быстрее, испытывают и бо́льшие перегрузки. Наличие ТЯН можно ожидать даже на высотах полетов современных сверхзвуковых самолетов. Это должно приниматься во внимание при конструировании таких машин; в частности, следует учитывать влияние ТЯН на работу газотурбинных двигателей.

Эльмар Р. Рейтер

Ветер и температура на высотах. Поскольку самолет погружен в воздушную среду, она оказывает влияние на скорость полета относительно Земли — увеличивает или уменьшает ее в зависимости от соотношения между направлением скорости ветра и курсом самолета. В некоторых районах земного шара направление и скорость ветра лишь незначительно изменяются ото дня ко дню или даже от сезона к сезону, но в тропосфере и нижней стратосфере средних и высоких широт изменчивость этих характеристик очень велика. В силу этого при составлении расписания полетов необходимо принимать во внимание климатические характеристики изменчивости ветра по трассе, согласно которым только 70—80 % всех полетов могут быть выполнены в соответствии с расписанием. Нарушение графиков полетов в оставшемся числе случаев обычно бывает обусловлено влиянием ветра.

Планирование полетов на большие расстояния выполняется с помощью прогностических карт метеоэлементов для различных высот. Это дает возможность выбрать оптимальные маршруты и высоты полета, на которых более благоприятные ветровые и температурные условия позволяют иногда сократить время полета, несмотря на увеличение пути, пройденного относительно Земли. Прокладка таких маршрутов существенно повышает эффективность работы авиации. Роль метеорологов, обслуживающих авиацию, заключается в обеспечении операторов возможно более точными прогнозами полей температуры и ветра на период полета. Для пассажирских скоростных самолетов прокладка оптимального маршрута является задачей согласования положительных и отрицательных влияний скорости ветра, температуры и развитой турбулентности. Пересечение областей с интенсивной турбулентностью может уменьшить затраты времени на полет, но может сопровождаться при этом большими затратами топлива или ухудшением условий комфорта пассажиров.

Струйные течения. Меандрирующие воздушные течения на высотах с относительно большими скоростями, меняющие свое положение, наложенные на западный перенос воздушных масс. Наиболее интенсивные струйные течения, опоясывающие иногда весь земной шар, зарегистрированы в средних и субтропических широтах. Интенсивные ветры в зоне таких течений, ширина которых обычно составляет 300—500 км, очень сильно влияют на полеты самолетов с крейсерской высотой полета 6—15 км. Пересечение зон струйных течений является причиной наиболее резких отклонений от графика полета и может привести к опасным перерасходам топлива.

Средняя скорость на оси хорошо развитого струйного течения вблизи тропопаузы в средних широтах зимой обычно

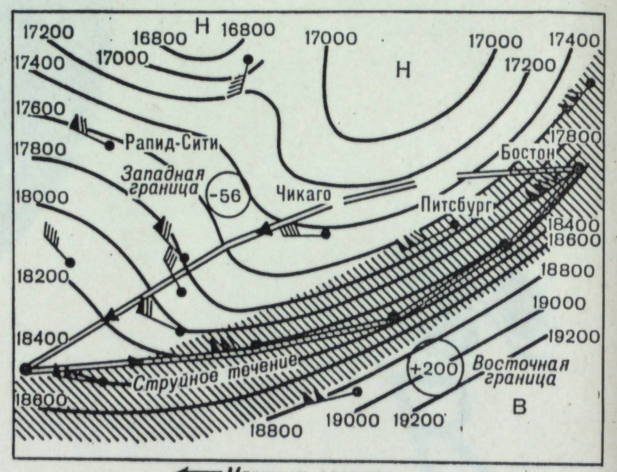


Рис. 2. Построение оптимального маршрута при планировании полетов над восточными районами США. (*United Air Lines*)

Цифры в кружках соответствуют ожидаемой в данном районе скорости воздушного потока (км·ч$^{-1}$) относительно Земли. Знак определялся по соотношению между направлением движения воздушной массы и курсом планируемого полета.

составляет около 160 км·ч$^{-1}$, но часто наблюдаются и скорости 280 км·ч$^{-1}$, а максимальные значения могут достигать 480 км·ч$^{-1}$. Прогноз струйного течения позволяет при планировании маршрута полета максимально использовать попутный ветер и свести к минимуму участки полета со встречным ветром (рис. 2). См. *Струйное течение.*

Тропопауза. Промежуточная область между тропосферой и стратосферой. Ее положение над данным пунктом определяется по результатам аэрологического зондирования и соответствует точке, выше которой вертикальный температурный градиент становится меньше 2 °C·км$^{-1}$. Иногда эта граница определяется по положению скачка в профиле термического ветра. Некоторые исследователи представляют тропопаузу слоистой (листообразной) системой с перекрывающими друг друга «тропической» и «полярной» частями. В оперативной синоптической практике тропопауза обычно представляется (и соответственно анализируется) как единая сплошная поверхность, простирающаяся от полюса до экватора [1].

Значение тропопаузы для авиации обусловлено наличием в этой области слабо развитой турбулентности при ясном небе, а также изменений вертикального температурного градиента с высотой, что сказывается на работе газотурбинных двигателей. При межконтинентальном перелете на высоте 10—12 км самолет может несколько раз пересекать тропопаузу. Поскольку режим работы газотурбинных двигателей меняется при отклонениях температуры окружающего воздуха от ее стандартного значения (—56 °C на высоте 11 км), пересечение тропопаузы каждый раз сказывается на эффективности работы двигателей. Обычно тропопауза является верхней границей облаков, но известны случаи, когда при грозах облака пробивают тропопаузу и достигают высот около 23 км. На таких же высотах наблюдаются иногда чечевицеобразные облака, возникающие в результате интенсивных волновых движений на подветренной стороне гор. См. *Тропопауза.*

[1] В СССР на вертикальных разрезах проводится анализ тропической и полярной тропопаузы и указывается разрыв между ними. *(Прим. отв. ред. пер.)*

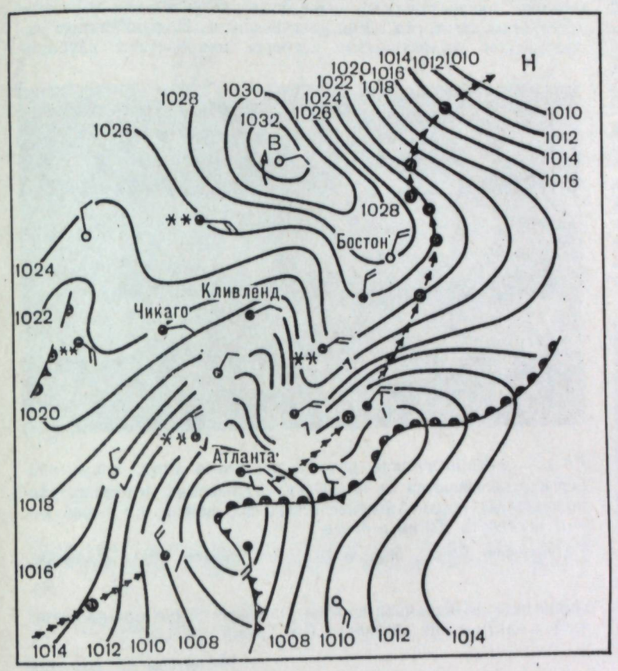


Рис. 3. Карта погоды, типичная для февраля (20 февраля, 12 ч 30 мин): снежная буря на Атлантическом побережье США. (*United Air Lines*)

Черные кружки, соединенные стрелками,— положения центра низкого давления через каждые 12 ч.

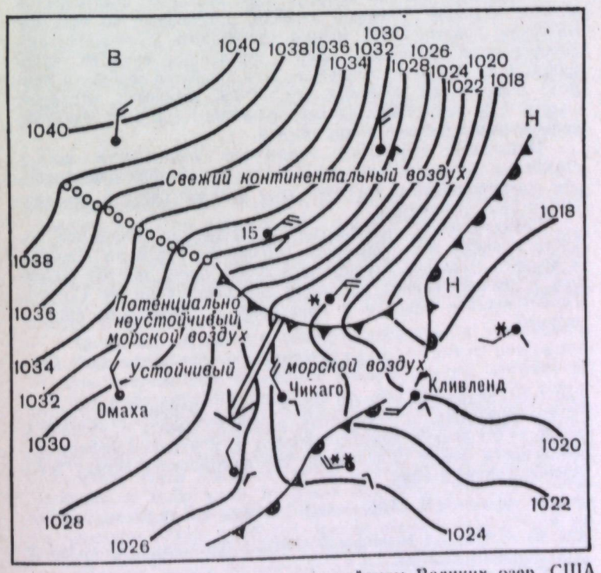


Рис. 4. Погодная ситуация над районом Великих озер, США, при которой отмечалось сильное обледенение самолетов. (*United Air Lines*)

Удары молнии. Грозовые или статические разряды, происходящие вне самолета, сопровождаются слепящей вспышкой и приглушенным звуком типа хлопка, слышимым, однако, на фоне шума двигателей. Разрушительное действие ударов молнии обычно ограничивается мелкими оплавленными пятнами на внешнем покрытии самолета в точках ввода или вывода проводов, плавкой антенны и мелкими пробоинами в носовой части или хвостовом оперении самолета. Для возникновения грозовых разрядов благоприятны следующие атмосферные условия: сплошная или достаточно развитая облачность, активные осадки с ледяными частицами и температура окружающего воздуха, близкая к 0 °C. Грозовому разряду предшествуют огни святого Эльма, радиопомехи и слабый ветер, часто меняющий свое направление. Для того чтобы избежать электрических разрядов, пилот обычно снижает скорость, изменяет курс в соответствии с данными радара и переходит на другую высоту полета. Если все же избежать ударов молнии не удается, пилот включает освещение в кабине и принимает меры для защиты глаз от вспышки света, чтобы уменьшить риск их поражения. См. *Молния.*

Обледенение. Возникает обычно при полетах в переохлажденных облаках, в слоях с переохлажденными дождевыми каплями или влажным снегом (рис. 3 и 4). После того как были разработаны достаточно эффективные антиобледенительные устройства, устанавливаемые на наиболее уязвимых частях самолета, появилась возможность свести на нет одно из самых опасных воздействий окружающей среды на летящий самолет. Обледенение или глубокие снежные заносы на взлетно-посадочных полосах создают значительные трудности в оперативной работе, которые преодолеваются на крупных аэродромах с помощью современных методов удаления снега с поверхностей.

Генри Т. Харрисон

Айсберг

Отколовшийся от ледника или шельфового льда крупный массив льда, дрейфующий через полярные моря. Айсберги следует отличать от полярного пакового льда, который представляет собой замерзшую морскую воду, или морской лед, хотя обломки последнего в виде ледяных полей или торосов и могут походить на небольшие айсберги. См. *Гляциология, Морской лед.*

Характеристики и типы. Айсберги порождаются материковыми или островными ледниковыми покровами Арктики и Антарктики; они образуются на тех участках ледниковых покровов, которые выдвинулись в море в виде шельфовых ледников. «Рождение» айсбергов — грандиозное явление природы, действительно, масса гренландского айсберга может достигать 1 млн. т, а антарктического во много раз больше. Айсберг состоит из ледникового льда, который представляет собой спрессованный снег со средней удельной плотностью 0,89. Именно по этой причине над водой выступает лишь 1/7 или 1/8 часть айсберга. Однако выветривание и волновая эрозия, образующие на поверхности айсберга разного рода пики и шпили, изменяют соотношение надводной и подводной частей: оно колеблется между 1 : 6 и 1 : 3. Определение возраста одного из практически растаявших гренландских айсбергов методом тритиевого датирования показывает, что продолжительность жизни этих айсбергов может достигать 50 000 лет. Белоснежный оттенок, свойственный айсбергам, объясняется тем, что в ледниковом льду заключены мельчайшие пузырьки воздуха; эти же пузырьки вызывают шипение, сопровождающее погружение айсберга при его рождении.

Айсберги классифицируются по форме и размерам. При описании айсбергов используются такие термины, как арочный, блочный, куполообразный, башнеобразный, столовый, долинный и выветренный; фрагменты айсбергов, поднимающиеся над водой не более чем на несколько метров, называют обломками. В холодных полярных водах айсбергу обеспечено продолжительное существование, он лишь слегка разрушается в летний сезон. Но если океанские течения вынесут айсберг в более теплые воды, он разрушится очень быстро: через несколько недель при температуре от 4,4 до 15 °C и дней при температуре более 10 °C. Отличительное свойство айсбергов — продолжительный и протяженный дрейф, в ходе которого они могут быть вынесены на судоходные пути и создать тем самым опасность для навигации.

Арктические айсберги. В Арктике айсберги порождаются главным образом ледниками Гренландского побережья. Подсчитано, что ежегодно в северном полушарии образуется около 16 000 айсбергов и более 90 % из них дает Гренландия; однако лишь около половины из них могут быть вовлечены в сколько-нибудь значительный дрейф. Бо́льшая часть дрейфующих айсбергов происходит от 20 ледников, располо-

женных на западном побережье Гренландии, между 65 и 80° с. ш. Наиболее продуктивный из этих ледников — ледник Якобсхавн (60° с. ш.), рождающий 1400 айсбергов в год, а самый крупный — ледник Гумбольдта (79° с. ш.), береговой фронт которого имеет протяженность 120 км. Остальные арктические айсберги рождаются в Восточной Гренландии и из островных ледниковых покровов Земли Элсмир, Исландии, Шпицбергена и Новой Земли, а также арктического побережья Евразии и Аляски, где рождаются айсберги скромных размеров. Айсберги никогда не достигают северной части Тихого океана и прилегающих морей и не дрейфуют через них; правда, от горных ледников побережья залива Аляска ежегодно откалывается несколько небольших айсбергов, но они никогда не вовлекаются в сколько-нибудь существенный дрейф. См. *Атлантический океан, Северный Ледовитый океан.*

Дрейф и распределение айсбергов определяют океанские течения Арктики и прилегающих морей; ветер играет незначительную роль, воздействуя лишь на небольшие обломки

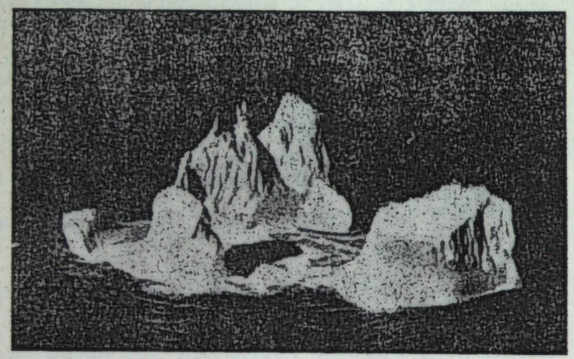


Рис. 1. Арктический айсберг, которому волновая эрозия придала форму сухого дока; подобные причудливые очертания характерны для айсбергов северного полушария, имеющих глетчерное происхождение.

Обратите внимание на обломки льда и ледяные поля среди морского льда, окружающего айсберг.

в форме паруса. Основной дрейф имеет следующее направление: на юг вдоль восточного побережья Гренландии — южная оконечность Гренландии — на север вдоль западного ее побережья. Здесь айсберги присоединяются к основному скоплению айсбергов Западной Гренландии и дрейфуют по спирали в направлении против часовой стрелки через Дэвисов пролив и Баффинов залив. Затем айсберги устремляются к югу вдоль берегов Земли Баффина, Лабрадора и Ньюфаундленда, увлекаемые Лабрадорским течением. Заканчивается дрейф возле Большой Ньюфаундлендской банки, где воды Лабрадорского течения встречаются с теплыми водами Гольфстрима и перемешиваются с ними; даже крупные айсберги тают здесь через 2—3 недели. Имеются сообщения — правда, весьма редкие — о том, что айсберги или их остатки видели у берегов Шотландии, Ново-Шетландских, Бермудских и даже Азорских островов. Каждый год мимо Ньюфаундленда проходит около 400 айсбергов, благополучно переживших путешествие от западного побережья длительностью (предположительно) в 3 года. Остальные айсберги направляются к берегам и мелководьям Арктики, где в конце концов разрушаются под воздействием волновой эрозии и летнего таяния. Айсберги северного полушария, как правило, имеют не более 600 м в ширину и поднимаются над уровнем моря не выше чем на 120 м (рис. 1). Однако некоторые из них — настоящие ледяные острова ледникового происхождения — достигают в поперечнике нескольких километров и могут даже служить платформой для научных исследований. Происхождение этих редкостных антиподов антарктических айсбергов точно неизвестно; предполагают, что родиной их является шельфовый ледник северного побережья о. Элсмир. См. *Ледяной остров.*

Антарктические айсберги. Айсберги Южного океана порождаются гигантскими шельфовыми ледниками, окаймляющими побережье Антарктического континента на всем его протяжении. Они представляют собой огромные ледяные горы столового типа или ледяные острова (рис. 2) высотой до 100 м и длиной нередко в сотни километров; больше всего их находится во внутренних водах антарктических морей. Наиболее продуктивны шельфовые ледники Росса и Фильхнера в морях Росса и Уэдделла. Значительные размеры, а также влияние Антарктического циркумполярного течения обеспечивают этим айсбергам очень долгую жизнь. Под действием выветривания антарктические айсберги приобретают глубокий

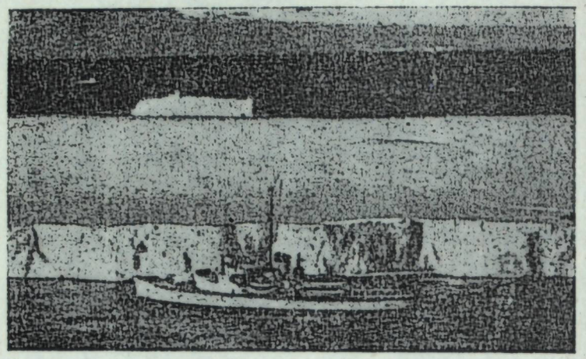


Рис. 2. Антарктический айсберг столового типа; такие айсберги откалываются от гигантских шельфовых ледников, расположенных вдоль Антарктического побережья; их длина может достигать 200 км и более.

На переднем плане — ледокол Береговой службы США «Уэствинд».

синий цвет необычайной красоты, который редко можно встретить у арктических айсбергов. См. *Южный океан.*

Робертсон П. Динсмор

Альбедо

Доля полного светового потока, падающего на объект (в частности, на небесные тела), которая отражается во всех направлениях. Альбедо идеального диффузного отражателя равно единице, однако альбедо всех реальных поверхностей меньше единицы. Значения альбедо, полученные по астрономическим наблюдениям, можно сопоставить с результатами лабораторных измерений альбедо различных веществ, находящихся на Земле, на основании чего делаются выводы о природе поверхности небесных тел. Луна, например, отражает только 7 % падающего на нее солнечного света, и, следовательно, ее поверхность очень темная.

Идеальное диффузное отражение подчиняется закону Ламберта, согласно которому яркость отражающей поверхности пропорциональна косинусу угла падения света и не зависит от угла отражения.

Геометрическое альбедо определяется как отношение яркости планеты при падении и отражении света по нормали к яркости идеально отражающей поверхности тех же размеров и расположенной на таком же расстоянии от Солнца. Геометрическое альбедо p определяется следующим соотношением:

$$p = i_0 r_0^2 / I_0 \sin^2 s_0,$$

где r_0 — среднее расстояние планеты от Солнца в астрономических единицах, s_0 — видимый радиус планеты в радианах, а i_0/I_0 — отношение яркости планеты i_0 к внеатмосферной освещенности Земли Солнцем I_0. Это соотношение может быть преобразовано к виду

$$\lg p = \lg 0{,}4\,(M_0 - m_0) + 2 \lg r_0 - 2 \lg \sin s_0,$$

где m_0 — звездная величина планеты в оппозиции, M_0 — звездная величина Солнца.

Физическое, или сферическое, альбедо A определяется, кроме того, степенью отклонения диффузного отражения от закона Ламберта (см. рисунок), т. е. характером зависимости яркости от фазового угла планеты ϑ. Таким образом, $A = pq$, где $q = 2\int_0^{\pi} \varphi(\vartheta) \sin\vartheta\, d\vartheta$ — фазовый интеграл, $\varphi(\vartheta)$ — яркость планеты, отнесенная к ее значению при $\vartheta = 0$. Для идеальной сферы, рассеивающей по закону Ламберта, $q = 1{,}50$. Значения q для планет Солнечной системы даны в таблице.

Визуально определенные значения альбедо планет и Луны

	Меркурий	Венера	Земля	Луна	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
p	0,09	0,55	0,35	0,11	0,14	0,37	0,42	0,41	0,50	?
q	0,65	1,26	1,15	0,66	1,10	1,10	1,0*	1,1*	1,1*	?
$A = pq$	0,06	0,70	0,40	0,07	0,15	0,41	0,42	0,45	0,55	?

Примечание. Знаком * отмечены цифры, требующие уточнения.

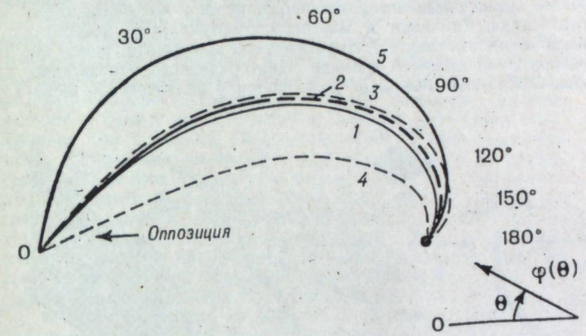


Диаграмма рассеяния света Марсом (*1*), Землей (*2*), Венерой (*3*), Луной (*4*) и кривая, соответствующая закону Ламберта (*5*).

Относительная интенсивность рассеяния $\varphi(\theta)$ представлена в виде функции фазового угла θ.

Найденные значения монохроматического альбедо для нескольких длин волн позволяют построить кривую спектрального отражения планеты и сопоставить ее с аналогичными спектрами, полученными в лабораториях для веществ, встречающихся на Земле.

Термин *альбедо* используется также при работах с атомными реакторами. Он характеризует, например, отражательную способность парафина при воздействии на него потоком нейтронов. Если N — число нейтронов, проходящих через воздух и попадающих на слой парафина, и если в конце процесса n нейтронов остаются в воздухе, а $N - n$ — в парафине, то альбедо в этом случае будет равно n/N.

Жерар де Вокулёр

Анемометр

Прибор, измеряющий скорость движения воздуха. Хотя анемометры известны как приборы, измеряющие скорость ветра, они также используются для измерения скорости потока воздуха или другого газа в аэродинамических трубах или на летательных аппаратах. Наиболее распространены термоанемометры, чашечные и лопастные анемометры. См. *Измерение скорости воздушного потока.*

Чашечный анемометр. Широко применяется при измерении горизонтальной составляющей скорости ветра, независимо от его направления. Наиболее распространены анемометры с тремя полусферическими чашками, закрепленными на вертикальной оси. Обычно ось с чашками вращает червячную передачу, которая воздействует на электрический контакт. Замыкания контакта регистрируются на движущейся с постоянной скоростью ленте. Скорость ветра определяется по числу замыканий в выбранный интервал времени. Поскольку число оборотов чашки на единицу пути воздушного потока зависит от скорости ветра, особенно при небольшой скорости, в результат измерения должна вноситься поправка.

Скорость ветра не зависит от плотности воздуха и указывается прибором непрерывно, если ось с чашками вращает электрический генератор (рис. 1). Для приведения в действие генератора требуется небольшой вращающий момент, что позволяет получать достоверные результаты измерений при низких скоростях. Выходной сигнал генератора, при необходимости усиленный, передается на индикатор, проградуированный в единицах скорости ветра.

Лопастной анемометр. Портативный прибор, используемый для измерения малых скоростей ветра и скорости воздуха в больших трубопроводах. Он состоит из нескольких лопастей, радиально расходящихся от общего вала и закрепленных так, чтобы вал вращался, когда его ось направлена вдоль воздушного потока (рис. 2); с наружной стороны лопасти защищены кольцом. При вращении вала приводится в действие

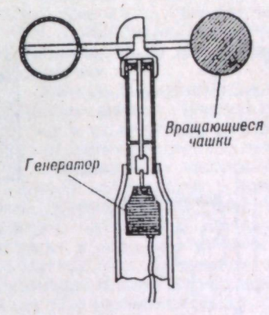


Рис. 1. Чашечный электрический анемометр в разрезе. *(Из D. M. Considine and S. D. Ross, eds., Process Instruments and Controls Handbook. McGraw-Hill, 2d ed., 1974)*

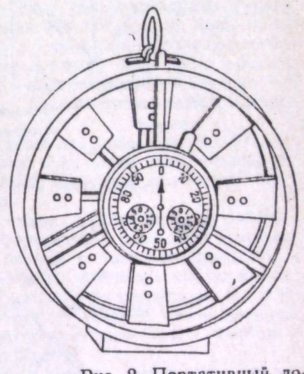


Рис. 2. Портативный лопастной анемометр. *(Из D. M. Considine and S. D. Ross, eds., Process Instruments and Controls Handbook. McGraw-Hill, 2d ed., 1974)*

счетчик, указывающий число оборотов. По числу оборотов вала путем хронометрирования определяют скорость потока. Детали прибора изготовляются из легких материалов; для получения надежных результатов в конструкции обеспечивается малое трение. [1]

Термоанемометр. Играет важную роль главным образом при исследовании турбулентности воздуха и пограничного слоя атмосферы. Имеются два типа анемометров, известных как термоанемометры постоянного напряжения (тока) и постоянной температуры (сопротивления). Степень охлаждения нагретой электрическим током тонкой металлической нити, помещенной в поток газа, зависит от скорости потока и влияет на электрическое сопротивление нити.

В термоанемометре постоянного напряжения (рис. 3) прикладываемое к мосту Уитстона напряжение поддерживается постоянным. Как только газ начинает перемещаться, горячая нить охлаждается; при этом показания гальванометра характеризуют скорость потока. Такой прибор полезен только при очень маленьких скоростях (примерно до 0,5 см·с$^{-1}$), при которых его чувствительность особенно высока.

Термоанемометр постоянной температуры, или постоянного сопротивления, имеет более широкую область применения (рис. 4). Сопротивление резистора, включенного последовательно с аккумуляторной батареей и мостом Уитстона, изменяют таким образом, чтобы температура нити несмотря на

[1] В СССР лопастные, или винтовые, анемометры получили распространение для измерения скорости ветра в широком диапазоне. Анемометр применяется в сочетании с флюгаркой, ориентирующей плоскость вращения винта перпендикулярно потоку. Как правило, флюгарка используется также для измерения направления ветра, и в этом случае прибор называют анеморумбометром. *(Прим. пер.)*

охлаждение воздушным потоком оставалась бы постоянной. При этом измеряется ток в плече моста с горячей нитью, который и характеризует скорость воздуха.

Важной областью применения термоанемометров является измерение турбулентных флуктуаций при изучении пограничного слоя. Эти флуктуации проявляются в виде изменений сопротивления нити.

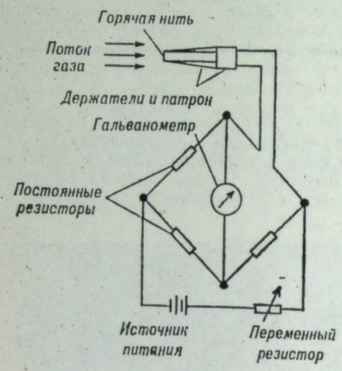


Рис. 3. Термоанемометр в режиме постоянного напряжения.

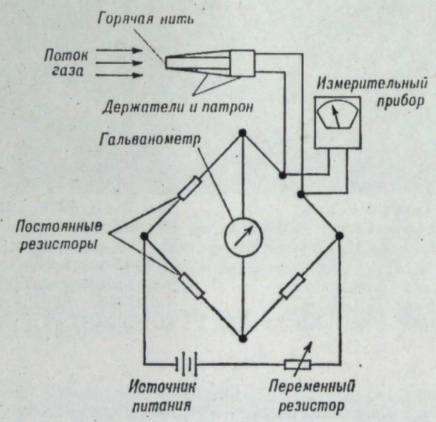


Рис. 4. Термоанемометр в режиме постоянного сопротивления.

Нагреваемую нить обычно изготавливают из платинового или вольфрамового микропровода диаметром от $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-2}$ мм.

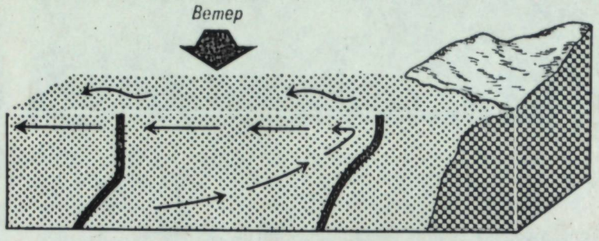
Герберт Фокс

Лит.: D.-M. Considine (ed.), *Process Instruments and Controls Handbook, 1957*; D. M. Considine and S. D. Ross (eds.), *Handbook of Applied Instrumentation*, 1964; H. W. Liepmann and A. Roshko, *Elements of Gasdynamics*, 1957.

Апвеллинг

Процесс, в результате которого подповерхностные воды моря перемещаются к поверхности. Подъем может происходить в любом месте, но наиболее заметен вдоль западных побережий континентов. В тех районах северного полушария, где устойчивые ветры дуют почти параллельно берегу (берег в этом случае будет справа от наблюдателя, стоящего лицом к ветру), поверхностные воды, увлекаемые ветром, отходят от берега (рисунок). Это вызывает подъем подповерхностных вод, интенсивность которого зависит от скорости ветра. Любое изменение скорости или направления ветра влечет соответствующее изменение апвеллинга и порождаемых им течений. У берегов Калифорнии отмечен случай, когда скорость апвеллинга составляла 20 м в месяц. Для интенсивного апвеллинга у берегов Южной Америки по данным о напряжении ветра была рассчитана вертикальная скорость, которая составила 100 м в месяц. Таким образом, вода, достигающая поверхности в течение сезона, поднимается с относительно небольшой глубины, обычно не превышающей 200 м. Апвеллинг возникает при конвергенции глубоких течений, а также в больших и малых циклонических круговоротах. См. *Напряжение трения над морем, Океанские течения.*

Возникновение. Ярко выраженный прибрежный апвеллинг обнаружен у берегов Калифорнии, Перу, Марокко и Южной Африки. В ряде случаев прибрежный апвеллинг создается муссонными ветрами, как, например, в Юго-Восточной Азии, где летом ветры дуют с юго-запада, затем меняют направление и в течение зимы дуют с северо-востока. Постоянные муссонные ветры, особенно юго-западного направления, вызывают апвеллинг в некоторых областях этого района. Однако наиболее интенсивный апвеллинг в период юго-западного муссона возникает у берегов Сомали и Аравийского полуострова. Менее выраженный апвеллинг наблюдается у восточных берегов Индии, Таиланда и Вьетнама. Вертикальные движения были отмечены вокруг Антарктического континента, вдоль экватора и на северной границе Экваториального противотечения. Локальный апвеллинг развивается у подветренных побережий островов, с подветренной стороны берегов, вклинивающихся в течения мысов; вокруг отмелей; в северном полушарии в циклонических вихрях типа Аляскинского круговорота; на границах водных масс; в открытом море в термальных куполах или грядах.



Схематическая диаграмма: апвеллинг холодной глубинной воды вблизи побережья в северном полушарии в случае когда ветер направлен параллельно берегу.

Жирные линии — профиль температуры. Обратите внимание на подъем термоклина (слоя с наиболее резким уменьшением температуры) вблизи побережья.

Вода в зоне апвеллинга холоднее и плотнее, чем окружающие поверхностные воды, так как она поступает из более глубоких слоев. При возникновении интенсивного апвеллинга в начале лета температура поверхности моря может быть ниже, чем зимой. Вертикальный температурный градиент в районе апвеллинга выражен слабее. При этом отмечается увеличение толщины поверхностного изотермического слоя вплоть до нижней границы апвеллинга.

В прибрежных районах в результате апвеллинга плотность воды у берега возрастает. Вместе с трением ветра о поверхность воды это создает течение, направленное вдоль берега. Таким образом, циркуляция создается частично дрейфовыми, а частично геострофическими течениями.

Циклонические ветры в северном полушарии сносят поверхностные воды от центра циклона и тем самым вызывают подъем тяжелых подповерхностных вод. См. *Морская вода, Термоклин.*

Результаты действия апвеллинга. Поднимающиеся воды оказывают большое влияние на прибрежные метеорологические условия. Если поднимающаяся вода холоднее воздуха, развивается ситуация, способствующая образованию туманов. Охлажденный воздух влияет также на местный климат.

Поднимающиеся воды могут нести в эвфотические зоны большое количество биогенных элементов (фосфатов, нитратов и др.), поэтому апвеллинг обычно способствует усилению фотосинтеза, а тем самым и увеличению продукции органического вещества. Так, обширные заросли водорослей обнаружены у западного побережья Африки к северу от Кейптауна, а богатые рыбой районы находятся у берегов Калифорнии. Наряду со значительным скоплением хамсы, имеющей промысловое значение, у побережья Перу существует крупная популяция птиц, гуано которой играет существенную экономическую роль. В зоне антарктической конвергенции, в частности в Атлантике, имеет место обилие биогенных веществ, необходимых диатомовым и жгутиковым водорослям. Этим планктоном питается криль — основная пища китов. Апвеллинг оказывает также влияние на формы бентоса в этом районе и даже на органический состав донных отложений.

Если на дне океана скопилось большое количество органических веществ, покрытых слоем осадков, то они в конечном счете могут превратиться в нефть. Экономика моря, таким образом, непосредственно связана с апвеллингом вследствие его влияния на термические, химические и биологические характеристики моря. См. *Изменение климата, Плодородие морских вод.*

Юджин К. Ла Фонд

Атлантический океан

Океанский бассейн, простирающийся от Северного Ледовитого океана до Антарктиды и ограниченный на западе Северной и Южной Америкой, а на востоке Европой и Африкой.

Атлантический океан является вторым по величине, а его площадь составляет 1/5 часть земной поверхности. Сток в Атлантический океан примерно в четыре раза больше стока в Тихий или Индийский океан. Экватор делит его на две основные области: Северную Атлантику и Южную Атлантику. Примыкающая к океану суша и острова Северной Атлантики отделяют от нее Северный Ледовитый океан и многочисленные моря: три больших внутренних моря (Средиземное, Мексиканский залив вместе с Карибским морем), два малых внутренних моря (Балтийское и Гудзонов залив) и четыре окраинных моря (Северное, пр. Ла-Манш, Ирландское и зал. Св. Лаврентия). Некоторые области Атлантического океана имеют свои названия, хотя и не очерчены точными границами. Это Багамское море, море Лабрадор, море Ирмингер, Саргассово море и Гвинейский залив. См. *Океаны и моря.*

Океанографические исследования. Первые данные о поверхностных течениях в Атлантике датируются 1650 г. Начало систематических исследований океана связано с именем Мори и относится к 1853 г. Мори обработал результаты многочисленных гидрографических и метеорологических наблюдений, регулярно проводившихся на торговых кораблях и собранных центральными ведомствами. На этих данных основаны и современные месячные морские (лоцманские) карты. Первое глубоководное зондирование, проведенное Россом в 1839 г., и биологические исследования Агассиса и Томсена около 1860 г. положили начало глубоководным исследованиям Атлантического океана. С тех пор в Атлантике работали многие научные экспедиции. В последние годы океанографические исследования сконцентрированы в специализированных учреждениях прибрежных государств. См. *Океанология.*

Донная топография. Первая карта глубин Северной Атлантики, составленная Мори в 1854 г., основывалась на немногочисленных результатах звукозондирования. Прогресс в этой области наметился после 1860 г., когда прокладывался трансокеанский телеграфный кабель, а появление в 1922 г. эхолота дало возможность получить обширный экспериментальный материал. Средняя глубина Атлантического океана составляет 3868 м, а его объем равен 318 млн. км³. См. *Морская геология, Эхолот.*

Широкие шельфы с глубинами менее 200 м обнаружены в районе Северного моря и Британских островов, Большой Ньюфаундлендской банки, а также вблизи северо-восточного побережья Южной Америки и Патагонии (рис. 1). От Северного Ледовитого океана до 55° ю. ш. протянулся Срединно-Атлантический хребет, расположенный на глубине менее 3000 м и характеризуемый весьма изрезанным рельефом. Он делит Атлантику на западную и восточную впадины, рельеф каждой из которых весьма однороден. Вблизи экватора впадины соединяются желобом Романш — единственным глубоким подводным проливом через Срединно-Атлантический хребет. Его глубина составляет 7728 м, поэтому, несмотря на свою узость, он играет важную роль в распределении донных вод. Три крупных хребта, протянувшихся в широтном направлении: Гренландско-Шетландское поднятие в Северной Атлантике, Риу-Гранди и Китовый в Южной,— а также несколько менее заметных возвышенностей разделяют дно океана на ряд котловин, включая Западно-Европейскую, Канарскую и Ангольскую на востоке и Северо-Американскую, Бразильскую и Аргентинскую на западе. Только отдельные подводные горы возвышаются над глубокими котловинами. Максимальные глубины обнаружены в узких глубоководных желобах, расположенных вдоль островных дуг: 9219 м в желобе Пуэрто-Рико и 8264 м в Южно-Сандвичевом. См. *Подводные горы и гайоты.*

Острова. Острова Ян-Майен, Исландия, Сан-Паулу, Св. Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф и Буве являются частью Срединно-Атлантического хребта и имеют чисто вулканическое происхождение. Вулканическое происхождение имеют и лежащие за пределами этого хребта Фарерские, Мадейра, Фернандо-По, Сан-Томе, Принсипи, Аннабон, Фернанду-ди-Норонья, Тринидад и Южные Сандвичевы острова. Азорские, Канарские, Зеленого Мыса и Малые Антильские острова — также в основном вулканического происхождения. Бермудские острова представляют собой рифы северного типа, поднявшиеся на древних подводных вулканических конусах. Остальные острова, такие, как Шпицберген, Медвежий, Великобритания, Большие Антильские, Фолклендские (Мальвинские) и Южная Георгия, по своему характеру являются континентальными.

Донные осадки. Около 73 % дна Атлантического океана, включая и примыкающие моря, покрыто пелагическими осадками; остальная площадь — полупелагическими или прибрежными отложениями. Около 47 % пелагических осадков составляют известковые глобигериновые илы, 5 % — кремниевые диатомовые илы и 18 % — красные глины. Диатомовые илы преобладают южнее зоны антарктической конвергенции между 50 и 60° ю. ш. На больших глубинах в Аргентинской, Бразильской и Северо-Американской котловинах чаще встречаются красные глины. Прибрежные отложения характерны главным образом для шельфов и материковых склонов, однако мутьевые потоки заносят их и в океанские котловины. Зона прибрежных отложений в полярной и субполярной областях особенно широка за счет ледниковых пород, сложенных обломками разнообразных размеров, переносимых айсбергами и встречающихся на всех глубинах. См. *Морские осадки, Мутьевые потоки.*

Климат. Циркуляция атмосферы над поверхностью Атлантического океана характеризуется зональным распределением ветров и их широтной ориентацией. Описание зональных приповерхностных ветров см. *Ветер.*

Максимальная частота штормов (более 30 % в зимние месяцы) наблюдается в зоне интенсивных западных ветров, где отмечены ветры силой 8 баллов и более по шкале Бофорта. Тропические циклоны, или ураганы, наблюдаются только в западных районах Северной Атлантики во второй половине лета. В среднем за год их бывает около восьми, наименьшее зарегистрированное количество — два, а наибольшее (21) отмечено в 1933 г. См. *Ураган.*

Установлено, что температура воздуха имеет выраженное зональное распределение. Однако в Южной Атлантике она ниже, чем в Северной, а в тропиках и субтропиках восточных районов ниже, чем на той же широте западных. Максимальное количество атмосферных осадков наблюдается на экваторе (2000 мм·год$^{-1}$). Значительные осадки регистрируются также в области западных ветров; в пассатной зоне их существенно меньше. Повторяемость туманов больше в тех районах, где температура воды заметно ниже температуры воздуха. Так, в районе Большой Ньюфаундлендской банки за счет холодных вод Лабрадорского течения летом в 40 % случаев отмечаются туманы, а на побережье юго-западной Африки холодный апвеллинг в 20 % случаев формирует туманы в течение всего года. См. *Климатология.*

Температура и соленость поверхности моря. В общем температура поверхности моря на 1 °С выше температуры вышележащих слоев воздуха. Имеющиеся отклонения обусловлены горизонтальным переносом воды за счет сильных течений и вертикальным в районах апвеллинга. Соленость поверхности моря на экваторе, где выпадают обильные осадки, невелика (меньше 35 ‰). В более высоких широтах (30—35° ю. и с. ш.) она превышает 37 ‰. На северной границе области западных ветров соленость равна примерно 35 ‰, а на южной — 34 ‰. Соленость ниже 30 ‰ зарегистрирована в районе Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Лабрадорского течений, несущих тающий лед.

Ледовые условия. Морские льды формируются в северной и южной полярных областях Атлантического океана. Оттуда они дрейфуют в низкие широты, где представляют опасность для навигации и ограничивают рыбный промысел. Много айсбергов движется на юг к оживленным морским путям Северной Атлантики. Большинство из них образуется в выводных ледниках Западной Гренландии: лед достигает зал. Диско, и айсберги выносятся на юг Лабрадорским течением (рис. 2). Обычно айсберги доходят до южных границ Большой Ньюфаундлендской банки, однако известны случаи, когда некоторые из них выносились к юго-востоку от Бермудских островов. В течение периода максимальной ледовой активности (с марта по июль) за движением льда наблюдает Международный ледовый патруль. В Южной Атлантике огромные плоские айсберги отделяются от антарктических шельфовых ледников и движутся на север. Один из самых крупных айсбергов, наблюдавшийся в 1953 г., имел 140 км в длину, 40 км в ширину и возвышался над водой на 30 м. См. *Айсберг, Морской лед.*

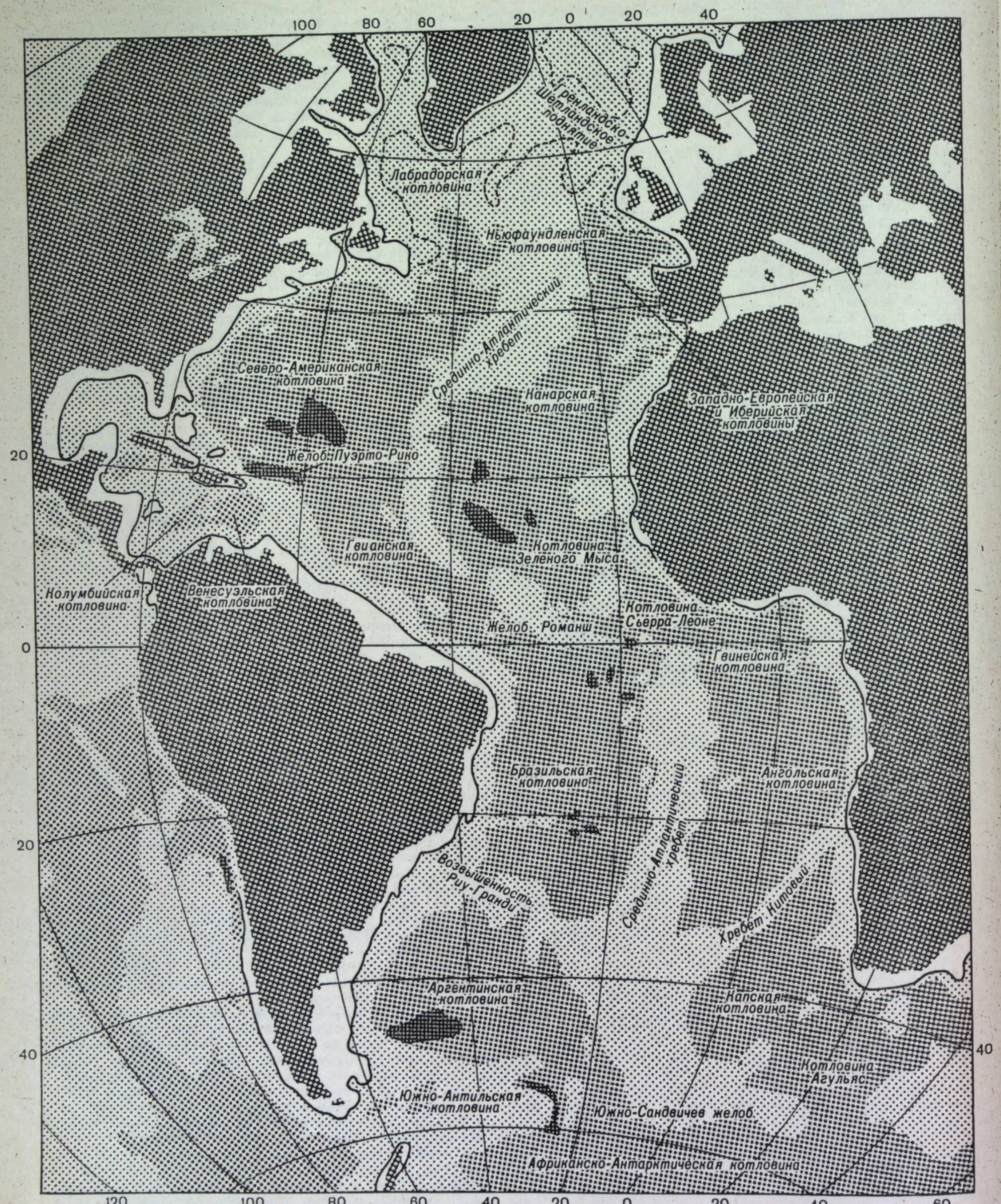


Рис. 1. Обобщенная донная топография Атлантического океана.

Поверхностные течения. В большинстве случаев направление поверхностных течений Атлантического океана совпадает с направлением господствующих ветров. Отклонения от этих направлений обусловлены донной топографией и силой Кориолиса. Устойчивые течения в северной и южной экваториальных областях связаны с пассатными ветрами. В результате их воздействия теплая вода выносится в высокие широты вдоль меридионально расположенных западных границ Атлантического океана. См. *Океанские течения.*

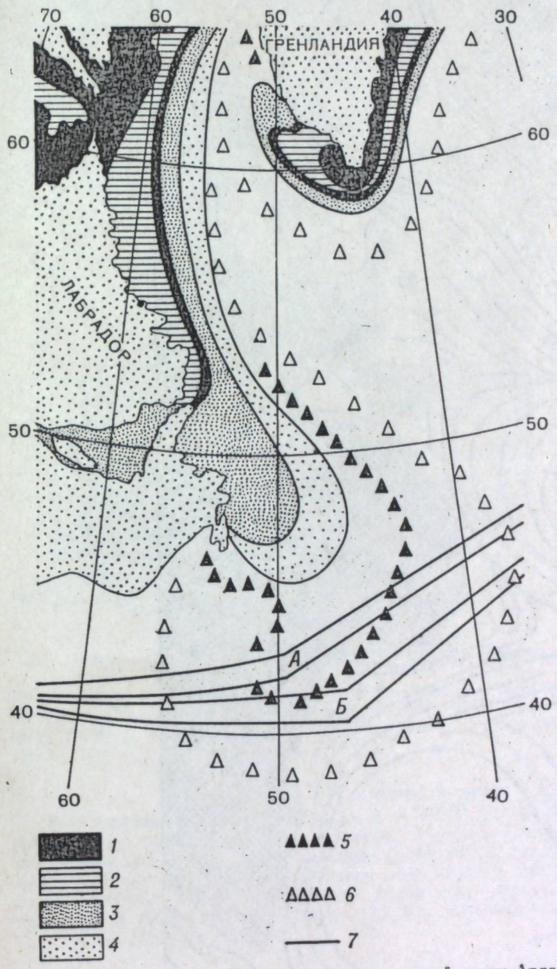


Рис. 2. Средние ледовые условия северо-западной части Атлантического океана в мае.

Образование морского льда: *1* — очень частое; *2* — частое; *3* — спорадическое; *4* — редкое; *5* — границы частого появления айсбергов; *6* — границы их редкого появления; *7* — морские пути (*А* — с 1 июля по 10 апреля, *Б* — с 11 апреля по 30 июня).

Северная Атлантика. Большая часть воды, переносимой Северным Пассатным течением, достигает Американского средиземноморья в виде Карибского течения, затем выходит на север в качестве Флоридского течения, которое вместе с Антильским течением формирует Гольфстрим (рис 3). Южнее Большой Ньюфаундлендской банки Гольфстрим делится на несколько течений. Самое сильное из них — Северо-Атлантическое, пересекающее Срединно-Атлантический хребет и формирующее в свою очередь несколько струй весьма теплой солеными водами, движущейся в северо-восточном направлении. Одна из них, течение Ирмингера, достигает Исландии. Другие текут через Гренландско-Шетландское поднятие между Фарерскими и Шетландскими островами, а затем вдоль Норвегии (Норвежское течение). Часть теплых струй достигает Баренцева моря (течение Норд-Кап), а другая часть проникает в Северный Ледовитый океан (Западно-Шпицбергенское течение). При входе в Северный Ледовитый океан соленые воды опускаются ниже менее соленых поверхностных слоев и могут быть обнаружены повсюду вплоть до Новосибирских островов. Приток теплых вод в Северный Ледовитый океан компенсируется выносом холодной воды Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями. Остальные ветви Северо-Атлантического течения направлены на юг (Португальское и Канарское течения). Они вливаются в Северное Пассатное течение и замыкают тем самым циркуляцию Северной Атлантики. См. *Гольфстрим, Карибское море, Мексиканский залив, Северный Ледовитый океан.*

Южная Атлантика. Течения Южной Атлантики во многих отношениях подобны течениям Северной Атлантики. Так, например, Бразильское течение аналогично Гольфстриму, Бенгельское течение — Канарскому, а Фолклендское течение — Лабрадорскому. Не имеет аналога циркумполярное течение (Течение Западных Ветров), кроме того, на 50° ю. ш. наблюдаются хорошо выраженные конвергентные движения — так называемая антарктическая конвергенция. Экваториальное противотечение движется в восточном направлении вдоль экватора между Северным и Южным Пассатными течениями; у побережья Африки оно образует Гвинейское течение. См. *Южный океан.*

Глубинная циркуляция. В определенных районах океана зимой поверхностные воды характеризуются особенно высокими значениями плотности (см. таблицу). Эти водные массы опускаются на глубину, где вода имеет ту же плотность, и затем распространяются на этом горизонте, постепенно смешиваясь с окружающими водами. Таким образом формируется многослойная стратификация, некоторые характеристики которой описываются ниже.

Воды различных районов океана, расположенные в порядке уменьшения плотности

Район	Температура, °С	Соленость, ‰
Норвежское море	≤ -1	34,92
Море Уэдделла	≤ -1	34,65
Моря Лабрадор и Ирмингер	3	35,00
Антарктическая конвергенция	6	34,20

1. Субарктическая донная вода. Эта холодная вода периодически перетекает Гренландско-Шетландское поднятие; изредка она может проникать южнее 50° с. ш.

2. Антарктическая донная вода. Эта также очень холодная вода распространяется до 40° с. ш. и обнаруживается в Северо-Американской котловине. Через желоб Романш антарктическая донная вода проникает и в восточные районы Атлантики.

3. Северо-Атлантическая глубинная вода образуется в морях Ирмингер и Лабрадор, опускается на глубину 2000—3000 м и движется на юг, где смешивается с водой Средиземного моря, вытекающей через Гибралтар. Северо-Атлантическая глубинная вода часто достигает Антарктики, где поднимается в верхние слои океана.

4. Субантарктическая промежуточная вода опускается на глубину 700—800 м в районе антарктической конвергенции и распространяется в северном направлении вплоть до 20° с. ш.

Над субантарктической промежуточной водой между океанскими полярными фронтами находится область сравнительно теплой воды, температура которой превышает 8 °С. Заметные течения обнаружены только в западной части Атлантического океана. Их скорость достигает 0,1 м·с$^{-1}$. За счет этих течений происходит обновление глубинных вод. По сравнению с Индийским и Тихим океанами глубинная циркуляция Атлантического океана более интенсивна, благодаря чему нижележащие воды Атлантики значительно богаче кислородом. Изобилие питательных веществ обеспечивает высокую биологическую продуктивность в районах, где обогащенные питательными веществами воды выходят на поверхность, как, например, у побережья Антарктиды (рис. 4). См. *Морская вода, Плодородие морских вод.*

Приливы. Для Атлантического океана характерны полусуточные приливы. Полусуточные приливные волны имеют амфидромию на 55° ю. ш., узел между южной Бразилией и Золотым Берегом, второй узел между Малыми Антильскими островами и Западной Африкой и амфидромию на 52° с. ш. Средняя амплитуда приливов составляет около 1 м в откры-

Центральная научная библиотека Академии наук Киргизской ССР
585333

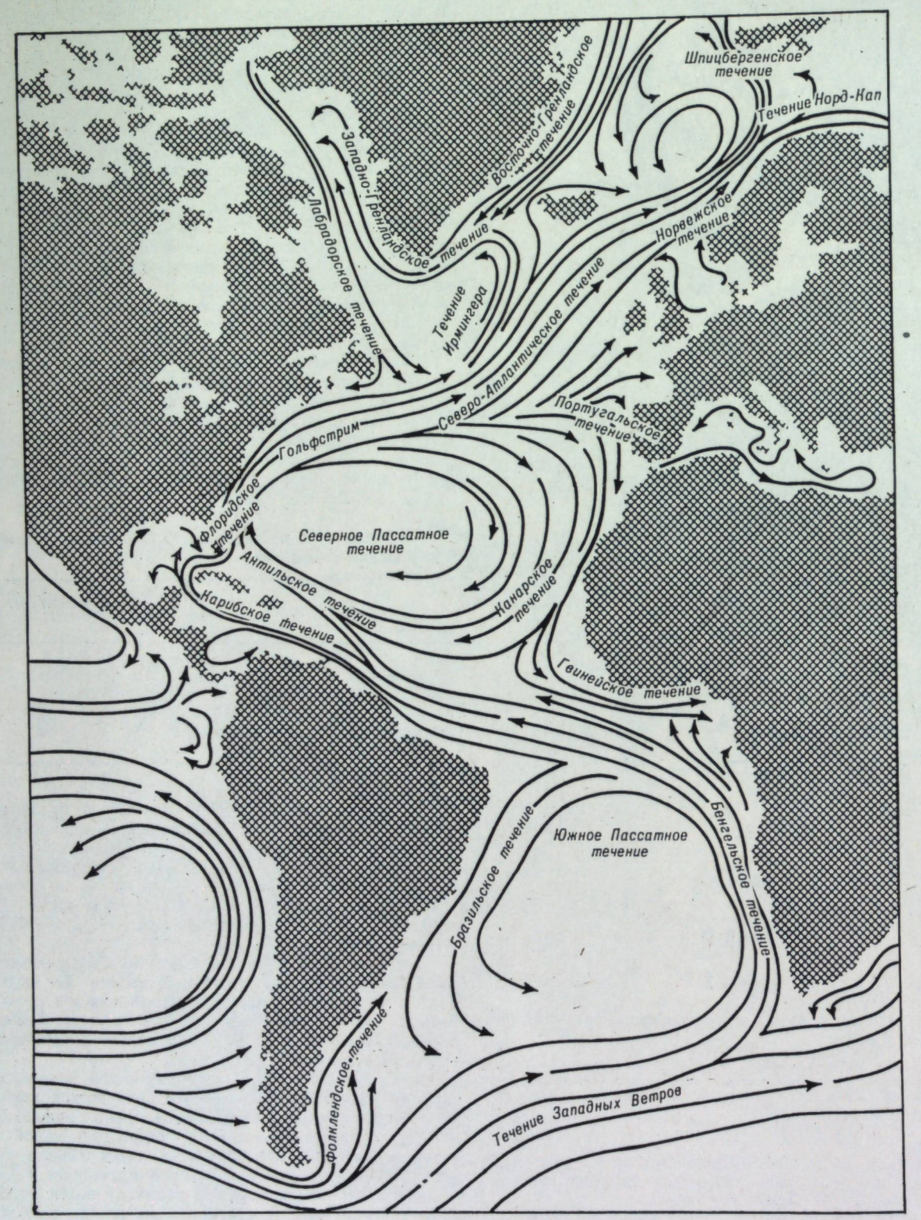


Рис. 3. Течения Атлантического океана. (*Заимствовано из J. Bartholomew, Advanced Atlas of Modern Geography, McGraw-Hill, 3d ed., 1957*)

том океане и понижается до 16 см в узле вблизи Риу-Гранди, и до 9 см в узле вблизи Пуэрто-Рико. При благоприятных физических условиях амплитуда прилива возрастает. Так, например, она достигает 9,74 м на Патагонском шельфе (51° ю. ш.), 10,58 м в Ла-Манше и 11,47 м в Бристольском заливе. Максимальная амплитуда приливов (14,14 м) отмечена в зал. Фанди. Приливы внутренних и окраинных морей согласованы с приливами в Атлантическом океане. См. *Приливы.*

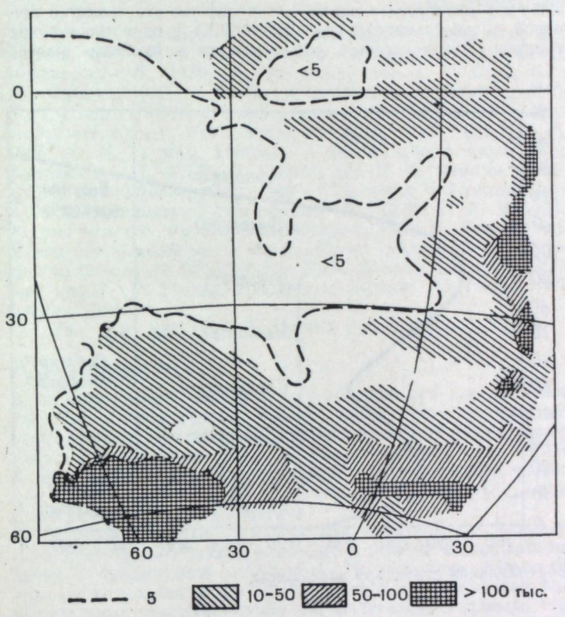


Рис. 4. Число планктонных организмов в 1 л воды в верхнем 50-м слое Южной Атлантики. (*По E. Hentschel and H. Wattenberg, from G. Dietrich and K. Kalle, General Oceanography, 1963*)

Рыболовство. Атлантический океан дает около 36,5 % мирового улова рыбы. К наиболее богатым относятся следующие районы Атлантики: северо-западные (дают 20,0 % улова), северо-восточные (49,2 %), Средиземное море (5,3 %), западные и восточные районы центральной Атлантики (соответственно 6,3 и 6,8 %), юго-западные (2,9 %), юго-восточные (9,7 %). См. *Морские ресурсы.*

Гюнтер О. Дитрих

Лит.: A. Defant, *Physical Oceanography*, 2 vols., 1961, G. Dietrich and K. Kalle, *General Oceanography*, 1963; G. Schott, *Geographie des Atlantischen Ozeans*, 1942; H. Stommel, *The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description*, 1964, reprint 1977.

Атмосфера

Газовая оболочка, окружающая небесное тело. Земная атмосфера благодаря своему составу, способности регулировать температуру и отражать опасную для живых организмов часть коротковолновой солнечной радиации делает возможным существование жизни на Земле. Атмосфера удерживается Землей гравитационным притяжением и фактически вращается вместе с ней. Она представляет собой систему, физические и химические свойства и поля движения которой являются предметом изучения метеорологии. Изменяющиеся атмосферные условия, воздействующие на окружающую человека среду, в особенности температура, ветер, влажность, облачность и осадки, формируют погоду, а сочетание этих условий в течение длительного периода времени образует локальный климат. См. *Климатология, Метеорология, Погода.*

Атмосферное давление у земной поверхности в среднем составляет 1013 гПа, а плотность — 1,2 кг·м$^{-2}$, отклонение этих значений по земному шару не превышает нескольких процентов. С высотой они быстро убывают по закону, близкому к экспоненциальному, и можно утверждать, что уже на высоте нескольких радиусов Земли значение плотности уменьшается до ее значения в межпланетном пространстве.

Состав. Считается, что атмосфера образовалась в результате химических и фотохимических процессов в сочетании с оттоком частиц с различными скоростями из гравитационного поля Земли. Поэтому химическое содержание атмосферы не связано непосредственно с межпланетным пространством; в частности, атмосфера содержит очень много кислорода и мало водорода. См. *Эволюция атмосферы.*

За исключением водяного пара, содержание которого сильно меняется в тропосфере, капелек воды и твердых частиц во взвешенном состоянии, а также переменного содержания озона в стратосфере, атмосфера хорошо перемешана и постоянна по составу до высоты около 100 км. Эту часть атмосферы называют гомосферой. На более высоких уровнях, где перемешивание слабое, имеет место тенденция к диффузионному разделению газов, причем более легкие элементы с высотой все более преобладают. Кроме того, под воздействием ультрафиолетовой солнечной радиации на этих высотах происходит диссоциация кислорода и малых примесей, таких, как углекислый газ. Вероятно, основной составляющей примерно с высоты 300 км вплоть до высоты 800 км становится атомарный кислород. Выше преобладающими становятся гелий и водород. Этот слой, сильно меняющийся по составу, называют гетеросферой. Ионизация различных составляющих, также обусловленная поглощением ультрафиолетовой солнечной радиации, становится основным фактором в слоях примерно выше 60 км, т. е. выше нижней границы ионосферы, которая играет важную роль в радиосвязи. На высоте более 600—800 км столкновения между частицами становятся столь редкими, что некоторые из частиц, движущихся вверх, могут покидать атмосферу. См. *Загрязнение атмосферы, Химия атмосферы.*

Состав атмосферы приведен в табл. 1. Содержание водяного пара является сильно изменяющейся величиной. Отношение смеси составляет 10^{-3}—10^{-2} г на 1 г сухого воздуха (г·г$^{-1}$) в нижней тропосфере и около $2\cdot10^{-6}$ г·г$^{-1}$ в стратосфере. В слое озона в стратосфере максимальная концентрация этого газа около 10^{-5} г на 1 г воздуха достигается на высотах 30—35 км. Озон образуется путем столкновений молекул кислорода с его атомами, возникающими в результате диссоциации молекулярного кислорода под воздействием солнечной радиации с длинами волн меньше 240 нм. Несмотря на то что относительная масса водяного пара, углекислого газа и озона незначительна, они играют жизненно важную роль в формировании основных биологических, тепловых и защитных функций атмосферы.

Термическая структура и циркуляция. Атмосферу удобно подразделять на сферические слои, «сферы», каждый из которых характеризуется изменением температуры с высотой. Верхние границы этих сфер называют «паузами» (см. рисунок). В табл. 2 приведены характерные значения температуры, давления, плотности и средней относительной молекулярной массы воздуха для различных уровней внутри этих слоев.

Тропосфера. Средняя температура в тропосфере убывает с высотой от поверхности Земли (примерно 300 К в низких широтах и 260 К в высоких) до ее верхней границы, тропопаузы, расположенной примерно на высоте 16 км (180 К) в тропиках и на высоте 10 км (230 К) около полюсов. Тропосфера включает слой, в котором обитает все живое. В ней происходят все важные явления погоды, влияющие на окружающую человека среду. Ее термическая структура обусловлена главным образом нагреванием земной поверхности солнечной радиацией и последующим переносом тепла вверх путем турбулентного перемешивания и конвекции. Тепло переносится также атмосферными движениями к полюсам из более сильно нагретых экваториальных районов. См. *Инсоляция. Земное излучение.*

Происходящие в тропосфере процессы включают также испарение воды с земной поверхности и конденсацию, приводящую к образованию облаков и осадков и сопровождающуюся выделением теплоты фазовых переходов. Общая циркуляция тропосферы включает движение различных масштабов: пассаты, муссоны, ветры в циклонах, антициклонах и на фронтах, ураганы, ветры в грозах и ливневых облаках, причем каждая система связана с характерной для нее погодой. Одной из главных задач современной метеорологии является применение законов физики и динамики к прогнозу атмосферных движений и погоды. См. *Прогноз погоды, Физика облаков.*

Таблица 1. Состав атмосферы[1]

Молекула	Доля по объему вблизи земной поверхности	Вертикальное распределение
Основные составляющие		
N_2	$7{,}8084 \cdot 10^{-1}$	Постоянен в гомосфере. Фотохимически диссоциирован на больших высотах в термосфере
O_2	$2{,}0946 \cdot 10^{-1}$	Постоянен в гомосфере. Фотохимически диссоциирован в термосфере, а также в некоторой степени в мезосфере и стратосфере
Ar	$9{,}34 \cdot 10^{-3}$	Постоянен в гомосфере. На больших высотах возрастает благодаря диффузионному разделению
Составляющие, важные для радиации		
CO_2	$3{,}1 \cdot 10^{-4}$	Постоянен в гомосфере. Фотохимически диссоциирован в термосфере
H_2O	Сильно переменная	Образует облака в тропосфере. Малое содержание в стратосфере. Фотохимически диссоциирован выше мезосферы
O_3	Переменная	Малое содержание (10^{-8}) в тропосфере, но значительное (10^{-6}—10^{-5}) в стратосфере. Выше диссоциирован
Другие составляющие		
Ne	$1{,}82 \cdot 10^{-5}$	Постоянны в гомосфере. На больших высотах возрастают благодаря диффузионному разделению
He	$5{,}24 \cdot 10^{-6}$	
Kr	$1{,}14 \cdot 10^{-6}$	
CH_4	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$	Постоянен в тропосфере. Диссоциирован в верхней тропосфере и выше
H_2	$5 \cdot 10^{-7}$	Постоянен в гомосфере. Является продуктом фотохимической диссоциации H_2O в нижней термосфере. Выше диссоциирован
NO	$\sim 10^{-8}$	Является продуктом фотохимических реакций в стратосфере и мезосфере

[1] В небольших количествах присутствуют и другие газы, например CO, N_2O, NO_2, и многие побочные продукты загрязнения атмосферы.

Таблица 2. Вертикальная структура атмосферы; средние значения для умеренных широт[1]

Высота, км	Давление, гПа	Температура, К	Плотность, кг·м$^{-3}$	Средняя относительная молекулярная масса	Слой
9	$1{,}01 \cdot 10^{-3}$	288	1,23	28,96	Тропосфера
5	$5{,}40 \cdot 10^{2}$	256	$7{,}36 \cdot 10^{-1}$	28,96	
10	$2{,}65 \cdot 10^{2}$	223	$4{,}14 \cdot 10^{-1}$	28,96	
20	$5{,}53 \cdot 10^{1}$	217	$8{,}89 \cdot 10^{-2}$	28,96	Стратосфера
40	2,87	250	$4{,}00 \cdot 10^{-3}$	28,96	
60	$2{,}20 \cdot 10^{-1}$	247	$3{,}10 \cdot 10^{-4}$	28,96	Мезосфера
80	$1{,}05 \cdot 10^{-2}$	199	$1{,}85 \cdot 10^{-5}$	28,96	
100	$3{,}20 \cdot 10^{-4}$	195	$5{,}60 \cdot 10^{-7}$	28,40	Термосфера
150	$4{,}54 \cdot 10^{-6}$	634	$2{,}08 \cdot 10^{-9}$	24,10	
200	$8{,}47 \cdot 10^{-7}$	855	$2{,}54 \cdot 10^{-10}$	21,30	
300	$8{,}77 \cdot 10^{-8}$	976	$1{,}92 \cdot 10^{-11}$	17,73	
400	$1{,}45 \cdot 10^{-8}$	996	$2{,}80 \cdot 10^{-12}$	15,98	
500	$3{,}02 \cdot 10^{-9}$	999	$5{,}22 \cdot 10^{-13}$	14,33	
600	$8{,}21 \cdot 10^{-10}$	1000	$1{,}14 \cdot 10^{-13}$	11,51	

[1] По Стандартной атмосфере Соединенных Штатов (United States Standard Atmosphere, 1976).

Стратосфера. Стратосфера простирается от уровня 10—16 км до высоты примерно 50 км. Ее термическое строение, в отличие от тропосферы, где важную роль играет конвективный турбулентный обмен, определяется главным образом лучистым равновесием. Стратосфера обычно весьма устойчива, содержит мало влаги, и в ней нет погодных явлений в обычном смысле этого слова. Единственным видом облачности являются серебристые облака, изредка наблюдаемые зимой на высоте 20—30 км в высоких широтах. Слой озона поглощает бо́льшую часть радиации на длине волн 200—300 нм в мезосфере и верхней стратосфере, что является причиной высокой температуры (250—290 K) в окрестности стратопаузы. Предполагается, что основным источником энергии



Вертикальная структура атмосферы.

циркуляции на этих уровнях является избыток поглощенной энергии над энергией, излучаемой атмосферой (главным образом углекислым газом и озоном) в летнем полушарии, и противоположное соотношение в зимнем полушарии. Это приводит к образованию системы атмосферной циркуляции в верхней стратосфере и мезосфере, изолированной от циркуляции в нижней стратосфере. Последняя в значительной степени определяется циркуляцией расположенной под ней тропосферы. Однако зимой крупномасштабные волновые движения распространяются также в верхнюю стратосферу и мезосферу и оказывают сильное влияние на циркуляцию в этих слоях. См. *Мезосфера, Стратосфера.*

Мезосфера. Во всей мезосфере температура убывает с высотой — от уровня 55 км до мезопаузы (80 км), где имеет место минимум температуры. Летом он составляет около 150 K в высоких широтах, где иногда образуются серебристые облака, а зимой достигает 220 K. Такое распределение температуры, вероятно, обусловлено динамическими эффектами, поскольку на этом уровне непосредственное поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации выражено сравнительно слабо. На высотах от 60 до 90 км расположен так называемый слой *D* — нижний ионизованный слой с концентрацией электронов $10—10^3$ см$^{-3}$.

Термосфера. Термосфера простирается от уровня 80 км до верхней границы атмосферы. Благодаря непосредственному поглощению солнечной радиации с длинами волн примерно меньше 200 нм температура в термосфере весьма высока. В термосфере ярко выражены изменения температуры, зависящие от суточного хода радиации, а также от солнечной активности и цикла солнечных пятен. Представляется, что атмосферные движения на этих высотах носят в основном характер термически обусловленных солнечных приливов, хотя динамика этой области атмосферы еще недостаточно изучена. Физические процессы здесь сложны и включают образование, распад и ионизацию составляющих газов, а также такие эффекты, как северное сияние, вызываемое корпускулярным излучением Солнца. См. *Свечение атмосферы, Полярное сияние.*

Возрастание роли ионизации с высотой означает также, что электрические и магнитные эффекты оказывают существенное воздействие на атмосферные движения, а последние в свою очередь вызывают заметные геомагнитные эффекты

у земной поверхности. Основными ионизированными слоями являются слой *E* (90—160 км), слой *F*1 (160—200 км) и слой *F*2 (выше 200 км), концентрация электронов в которых составляет 10^4—10^6 см$^{-3}$. Существенную роль играет также увеличение вязкости с высотой, вследствие чего выше уровня 100—110 км, называемого иногда турбопаузой, атмосферные движения уже не являются турбулентными, и поэтому диффузионное разделение составляющих атмосферу газов становится все более выраженным с ростом высоты.

Р. Дж. Маргетройд

Лит.: R. A. Craig, *The Upper Atmosphere: Meteorology and Physics*, 1965 (Р. А. Крейг, Метеорология и физика верхней атмосферы.— Л., 1970); R. M. Goody and J. C. G. Walker, *Atmospheres*, 1972; F. K. Hare, *The Restless Atmosphere*, 1966; E. N. Lorenz, *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, World Meteorol. Organ. Tech. Publ. no. 115, 1967 (Э. Н. Лоренц, Природа и теория общей циркуляции атмосферы.— Л., 1970); E. Palmen and C. W. Newton, *Atmospheric Circulation Systems*, 1969 (Э. Пальмен, Ч. Ньютон, Циркуляционные системы атмосферы.— Л., 1973) J. A. Ratcliffe (ed.), *Physics of the Upper Atmosphere*, 1960; K. Rawer (ed.), *Winds and Turbulence in Stratosphere, Mesosphere and Ionosphere*, 1968; A. N. Strahler, *The Earth Sciences*, 1963; J. M. Wallace and P. V. Hobbs, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, 1978.

Доп. лит.: Хргиан А. Х. Физика атмосферы.— Л., 1978.

Атмосферики

Электромагнитное излучение, возникающее при электрических разрядах в атмосфере, основными источниками которых являются грозы. Это излучение иногда называют также сферическими, но термин «атмосферики» более распространен. Термин «сферики» изредка употребляется и для обозначения радиации, приходящей к Земле от источников вне атмосферы Земли. См. *Атмосферное электричество.*

Атмосферики являются основной причиной так называемого статического шума, создающего помехи в радиоприемниках с амплитудной модуляцией. Исследование шумов открывает возможности для обнаружения и прослеживания разрушительных ураганов, таких, как фронтальные шквалы, торнадо, снежные бури и шквалы с градом. Атмосферики имеют важное значение для определения характеристик источников излучения и для исследования распространения излучения в атмосфере Земли и вне ее. Использование данных об атмосферики позволяет определить концентрацию электронов за пределами атмосферы Земли путем исследования распространения атмосфериков вдоль линий земного магнитного поля до сопряженной точки в противоположном полушарии. Атмосферики, распространяющиеся таким образом, лежат в области звуковых частот и их называют свистящими. См. *Обнаружение атмосферных вихрей.*

По характеристикам атмосфериков (форме волны, частотам, частоте повторений) можно судить об их источниках. Например, было обнаружено, что если возникает множество атмосфериков, характерных для разрядов внутри облаков, то вероятно возникновение торнадо. См. *Торнадо.*

Частоты излучений, генерируемых при разряде молнии, находятся в интервале от нескольких Гц до нескольких тысяч МГц с максимумом в области 10 кГц. На частоте максимума грозы могут быть иногда обнаружены на расстоянии до 5000 км. См. *Молния.*

Атмосферики обычно регистрируют с помощью пеленгующих антенн, состоящих из двух рамок — одной, ориентированной на север—юг и другой на восток—запад. Сигналы, принимаемые этими рамками, подводятся к отдельным усилителям и далее к отклоняющим пластинам электронно-лучевой трубки осциллографа. Возникающая на экране осциллографа прямая линия указывает направление прихода атмосферика. Использование трех пеленгирующих станций и более позволяет точно определить местоположение источника излучения.

Христос Г. Стергис

Лит.: J. A. Chalmers, *Atmospheric Electricity*, 1967; C. P. Mook (ed.), Symposium on sferics and thunderstorm electricity, *J. Geophys. Res.*, 65 (7): 1865—1966, 1960; *Sferics* (supplement), in *Meteorological Abstracts and Bibliography*, vol. 10, no. 4, 1959; M. Uman, *Lightning*, 1969; U. S. Air Force, *Handbook of Geophysics*, 1960; R. C. Wanta, *Sferics*, in T. F. Malone (ed.), *Compendium of Meteorology*, 1951.

Атмосферная оптика

Раздел физики атмосферы, или физической метеорологии, в котором описываются и объясняются оптические явления в атмосфере. Атмосферная оптика в свою очередь может быть разделена на три раздела, два из которых являются основными. В первом атмосфера рассматривается как непрерывная среда, в которой скорость распространения электромагнитных волн (света) зависит от плотности. Во втором учитывается влияние содержащихся в атмосфере частиц, таких, как молекулы воздуха, частицы пыли и тумана, капли дождя и облаков, кристаллы льда, и изучаются явления, обусловленные взаимодействием света с этими частицами. Небольшой третий раздел посвящен использованию оптических эффектов для измерения характеристик атмосферы.

Вариации коэффициента преломления. В первом разделе атмосферной оптики изучаются оптические явления, обусловленные вариациями скорости распространения света или коэффициента преломления вследствие изменения плотности воздуха. К таким явлениям относятся: 1) астрономическая и земная рефракция, например преломление световых лучей при их вхождении в более плотные нижние слои атмосферы, приводящее к кажущемуся увеличению угла возвышения небесных и земных тел над горизонтом; 2) миражи, в которых преломление лучей света является следствием аномального вертикального распределения плотности воздуха; 3) мерцание, быстрое изменение изображений звезд и других удаленных ярких тел, вызываемое резкими вариациями плотности воздуха; 4) зеленое свечение или зеленый оттенок последнего видимого сегмента заходящего Солнца вследствие рассеяния и ослабления горизонтальных лучей. См. *Мираж.*

Взаимодействие с частицами. Свет взаимодействует с частицами веществ двояким образом. Лучистая энергия, сообщаемая молекуле воздуха или взвешенной в воздухе частице, может быть полностью или частично превращена в энергию другого вида, например в тепловую или фотохимическую. Этот процесс называют поглощением, а количество преобразованной энергии характеризует уменьшение лучистой энергии. Однако в видимой части спектра электромагнитных волн все атмосферные газы, кроме озона, свет не поглощают, поэтому значительно более важным является другой тип взаимодействия света с частицами веществ, который называют рассеянием. В процессе рассеяния энергия, воспринимаемая частицей, полностью вторично излучается во всех направлениях от рассеивающего центра; лучистая энергия не превращается в энергию другого вида и не теряется в результате такого преобразования. Различные типы рассеяния света и важные последствия этого процесса обсуждаются ниже.

Рассеяние света молекулами воздуха. Этот тип рассеяния подчиняется закону, впервые сформулированному Рэлеем в 1871 г. Этот закон применим к частицам любой формы, размеры которых много меньше длины волны падающего света. Интенсивность рассеянного такой частицей света обратно пропорциональна четвертой степени длины волны и поэтому больше в фиолетовой области спектра, чем в красной. Рассеянный свет оказывается поляризованным, т. е. при наблюдении через анализатор, например через призму Николя или поляроид, заметны изменения интенсивности света, если анализатор вращают вокруг оси (при повороте на 360° наблюдаются два максимума и два минимума). Синий цвет неба и поляризацию рассеянного света в чистой атмосфере можно объяснить рассеянием света в соответствии с законом Рэлея. Другим важным последствием рассеяния света является ослабление, или затухание, света. Часть лучистого покрова, которая рассеивается во всех направлениях, соответствует уменьшению излучения в направлении падающего на рассеивающий центр света. Интенсивность этой части лучистой энергии также обратно пропорциональна четвертой степени длины волны. В связи с этим при большой протяженности рассеивающей среды световые лучи содержат меньше фиолетового света, чем красного. Уменьшение количества фиолетового и синего света особенно заметно проявляется в изменении цвета заходящего Солнца от белого к красному.

Рассеяние Ми. Рассеяние света частицами, размеры которых больше длины волны падающего излучения или сравнимы с ней, характеризуется значительно большей интенсивностью рассеянного света в направлении вперед, чем в направлении назад. Закон рассеяния для сферической частицы из диэлектрического материала был сформулирован Ми, и иногда его называют законом рассеяния Ми. Интенсивность света, рассеиваемого частицами пыли и тумана, значительно меньше зависит от длины волны, чем при молекулярном рассеянии, и даже может совсем не зависеть от длины волны.

Так, например, интенсивность рассеянного света при большой длине волны значительно больше, чем при молекулярном рассеянии. Присутствие частиц пыли и тумана в атмосфере можно заметить по изменению густого синего цвета неба в чистой атмосфере на блекло-синий в замутненной атмосфере и по яркой белой зоне вокруг Солнца, называемой околосолнечным ореолом. Ослабление света при рассеянии частицами пыли и тумана почти не зависит от длины волны излучения, поэтому заходящее Солнце, наблюдаемое сквозь плотный слой тумана или дымки, сохраняет белый цвет

Оптика больших частиц. Взаимодействие света с крупными частицами, такими, как капельки воды в тумане, облаке или в дожде, подчиняется законам дифракции и геометрической оптики. Интерференция лучей, проходящих близко от края капель, приводит к появлению светлых и темных областей, называемых ореолом и наблюдаемых в виде колец разного цвета вокруг светящихся тел — Солнца или Луны. Аналогичный интерференционный эффект имеет место в противоположном направлении и проявляется в виде системы цветных колец вокруг тени на грядах облаков или слоях тумана (глория или антиореол). Световые лучи при однократном или двухкратном отражении в небесной сфере вызывают появление первичной и вторичной радуги. См. *Радуга.*

Кристаллы льда в атмосфере имеют форму шестиугольной призмы. Часть света, падающего на ледяной кристалл, преломляется в нем, как в призме со сторонами, образующими угол 60 или 90°. В результате такого преломления вокруг Солнца или Луны появляются два светящихся кольца — часть сложного явления, называемого гало. Иногда при условии, что шестигранные призмы в основном имеют вертикальную ориентацию своих осей, с обеих сторон Солнца наблюдаются два ярких пятна, которые называют ложным Солнцем или паргелием. См. *Гало, Ложное солнце.*

Видимость. Видимость тесно связана с рассеянием света в атмосфере. Свет, который рассеивается частицами, расположенными вдоль линии визирования на удаленный объект, и попадает в глаза наблюдателя, ослабляет контраст объект—фон; в результате видимость объекта уменьшается.

Совокупностью эффектов, обусловленных наземной рефракцией и рассеянием света, объясняется такое явление, как сумерки, особенно изменение цвета неба, дуги зари, наблюдаемые над Солнцем, после того как оно зашло за горизонт, а также в противоположном направлении над поднимающейся тенью Земли.

Приложения атмосферной оптики. Ряд явлений атмосферной оптики (некоторые из них перечислены выше) может использоваться для косвенных измерений определенных физических величин. Например, о плотности воздуха можно судить по возвышению удаленных предметов вследствие аномального преломления горизонтальных лучей. Аналогичным образом измерение интенсивности солнечного света и его поляризации, а также ослабление солнечной радиации могут быть использованы для определения степени помутнения воздуха. Измерение угловых расстояний от Солнца до различных колец ореола может служить основой для оценки размеров капель в облаке. Подобные измерения могут быть осуществлены с той же целью в случае антиореола и радуги. Измерение ослабления солнечной радиации совместно с измерением интенсивности солнечного света в ультрафиолетовой области спектра было успешно выполнено для определения общего содержания и вертикального распределения озона в верхних слоях атмосферы.

Некоторые технические задачи могут быть решены благодаря непосредственному использованию выводов атмосферной оптики, относящихся, например, к яркости объектов на Земле или в верхней части атмосферы и к их видимости при различных атмосферных условиях.

Зденек Секера

Лит.: D. Deirmendjian, *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions*, 1969; S. Fluegge (ed.), *Handbuch der Physik*, vol. 48, 1957; J. M. Greenberg and H. C. Van de Hulst (eds.), *Interstellar Dust and Related Topics: Proceeding of the Symposium Organized by the International Astronomical Union, SUNY at Albany, May—June 1972*, 1973; E. J. McCartney, *Optics of the Atmosphere: Scattering by Molecules and Particles*, 1976; R. A. Tricker, *Introduction to Meteorological Optics*, 1971.

Доп. лит.: Шифрин К. С. (ред.). Оптика океана и атмосферы.— М., 1981.

Атмосферное электричество

В нижних слоях атмосферы постоянно происходят процессы электризации. Эти процессы можно разделить на интенсивную локальную электризацию, связанную с грозами и ливнями, и гораздо более слабую электрическую активность при ясной погоде, существующую над всей планетой и вызванную многочисленными грозами, непрерывно возникающими на Земле.

Механизм генерации электрических зарядов во время гроз в настоящее время еще не известен, и роль атмосферного электричества в метеорологических процессах до сих пор не определена. Некоторые ученые полагают, что процессы электризации могут способствовать образованию осадков и развитию сильных торнадо.

Явления, наблюдаемые при возмущенных атмосферных условиях. Почти все острые фронтальные процессы, которые сопровождаются выпадением осадков, связаны с повышенной электрической активностью. Электрическая активность особенно высока во время гроз, когда усиление электризации приводит к таким ее значениям, при которых возникают молнии. Измерения атмосферного электричества свидетельствуют о том, что даже во время ливней и других сильных осадков, не сопровождающихся молниями, как правило, наблюдается весьма сильная электризация.

Гроза начинается с появления небольших облаков хорошей погоды, которые, как правило, возникают и исчезают, не давая осадков и электрических эффектов. Внезапно, без видимых причин (при неустойчивой термической стратификации атмосферы), некоторые из этих облаков начинают быстро расти, причем их высота может увеличиваться со скоростью до 15 $м \cdot с^{-1}$. При этом наблюдаются и другие существенные изменения. Часто в течение всего нескольких минут развиваются сильные электрические поля и начинает идти дождь; вскоре после этого, если облачность достаточно мощная, возникают молниевые разряды.

Как правило, высота верхней границы грозового облака достигает около 10 км, но она может меняться от 4 до 20 км. Характерной чертой этих гроз является наличие сильных восходящих и нисходящих потоков воздуха, скорость которых нередко превышает 30 $м \cdot с^{-1}$.

Электрические поля наиболее интенсивны внутри облака, где их напряженность может достигать 50 000 $В \cdot м^{-1}$. Над вершиной облака была измерена напряженность поля более 10 000 $В \cdot м^{-1}$. Напряженность поля под грозовыми облаками на земной поверхности редко превышает 10 000 $В \cdot м^{-1}$, но над водной поверхностью, где отсутствуют острия, способствующие образованию коронных разрядов, напряженность поля может достигать 50 000 $В \cdot м^{-1}$. Хотя распределение электрических полей внутри грозового облака и вблизи него весьма сложно и изменчиво, в большинстве случаев грозовое облако можно уподобить вертикальному диполю с положительным зарядом в верхней части и отрицательным в нижней. Изредка возникают грозовые облака с противоположной полярностью.

Происхождение и природа заряженных областей, ответственных за возникновение электрических полей в грозах, еще не известны. Было предложено много объяснений, большинство из которых основано на предположении, что электризация возникает вследствие падения частиц осадков, электризующихся внутри облака в результате таких процессов, как захват ионов, контактная электризация, замерзание и разрушение капель. Альтернативой этому предположению явилось представление о том, что перенос заряженных частиц облака восходящими и нисходящими потоками приводит к появлению в облаке заряженных объемов. Поскольку надежные данные о переносящих заряды частицах и их движении внутри облака отсутствуют, не существует единой точки зрения об относительном вкладе разных механизмов в электризацию облака.

Электрические поля грозовых облаков приводят к образованию трех электрических токов, сила каждого из которых составляет несколько ампер: это молниевые разряды, коронные разряды с земной поверхности и ток проводимости в окружающую облако среду. Поскольку внешнее поле и проводимость максимальны над вершиной облака, бо́льшая часть тока проводимости течет в ионосферу — верхний слой атмосферы с высокой проводимостью.

Поле хорошей погоды. Измерения, производимые во время хорошей погоды, независимо от места и времени неизменно обнаруживают присутствие слабого отрицательного электрического поля, обусловленного наличием активных гроз, число которых достигает нескольких тысяч. Все эти грозы вместе дают электрический ток силой около 2000 А, направленный от поверхности Земли к ионосфере и придающий ионосфере положительный потенциал 300 000 В относительно Земли. В результате такой разности потенциалов возникает обратный приток положительного заряда к Земле, т. е. ток проводимости через нижние слои атмосферы, равный току над грозами, но имеющий противоположное направление. Поле хорошей погоды представляет собой падение напряжения, связанное с прохождением этого тока через атмосферу. Поскольку электрическое сопротивление атмосферы уменьшается с высотой, напряженность поля максимальна вблизи земной поверхности, постепенно уменьшается с высотой и достигает нуля в ионосфере.

Так как ионосфера — хороший электрический проводник, то часто принимают, что в любой момент времени потенциал всех точек ионосферы одинаков. Однако наблюдения показывают, что в результате геомагнитных возмущений образуются горизонтальные электрические поля, которые могут вызывать (на больших расстояниях) разности потенциалов, достигающие десятков киловольт. Было высказано предположение, что влияние солнечной активности на потенциал ионосферы и проводимость верхней атмосферы может служить связующим звеном между солнечной активностью и погодой на Земле.

Состояние атмосферного электричества может изменяться под влиянием деятельности человека. Согласно данным измерений, в северном полушарии проводимость нижних слоев атмосферы постепенно уменьшается, вероятно, в результате появления промышленных аэрозолей. Отмечалось кратковременное локальное увеличение проводимости в результате ядерных взрывов. Расчеты показали, что если не принять мер предосторожности, то выход в атмосферу радиоактивного газа криптона-85 — рабочего продукта, выбрасываемого атомными электростанциями,— может привести за 50 лет к уменьшению сопротивления между Землей и ионосферой на 15 %.

У земной поверхности поле хорошей погоды обнаруживает флуктуации (как во времени, так и в пространстве), главным образом вследствие локальных колебаний проводимости атмосферы. Однако при невозмущенных условиях над морями или полярными областями Земли обнаруживается суточная вариация поля, не зависящая от географического положения и местного времени (унитарная вариация), весьма похожая на суточную вариацию грозовой активности на всей планете в целом (по мировому времени). В настоящее время атмосферному электричеству хорошей погоды не придают большого значения, хотя, согласно некоторым теориям, оно инициирует процесс электризации, приводящий к образованию грозового облака. См. *Атмосферики, Гроза, Гром, Молния, Обнаружение атмосферных вихрей, Торнадо.*

Бернард Воннегут

Лит.: J. A. Chalmers, *Atmospheric Electricity*, 2d ed., 1967 (Дж. Чалмерс, Атмосферное электричество.— Л., 1974); H. Israel, *Atmospheric Electricity*, vol. 1: *Fundamentals, Conductivity, Ions*, 1971, vol. 2: *Fields, Charges, Currents*, 1973; В. П. Колоколов (ред.). Атмосферное электричество. Труды ГГО, 1974, вып. 301.

Атмосферные приливы

По аналогии с океанскими приливами глобальные колебания с теми же периодами в атмосфере называются атмосферными приливами. Однако они возникают не только как результат гравитационного воздействия Луны и Солнца, но и как следствие неравномерности радиационного нагрева атмосферы. Уже давно установлено, что амплитуда 12-часовых солнечных колебаний S_2, создаваемых суточными вариациями притоков тепла, примерно в 20 раз больше, чем амплитуда сходных лунных колебаний, несмотря на то что лунная приливообразующая сила в 2,2 раза больше солнечной. Колебания температуры с 24-часовым периодом выражены гораздо лучше, чем 12-часовые колебания, поэтому, казалось бы, прилив S_1 должен быть сильнее S_2. Преобладание же прилива S_2 объясняется тем, что температура изменяется синусоидально только в дневное время, а в течение ночи монотонно понижается. Поэтому, как показывают наблюдения за приземным давлением, амплитуда S_2 вдвое больше амплитуды S_1.

12-часовые солнечные колебания. Теоретический анализ, основанный на уравнениях гидротермодинамики атмосферы с учетом ее вертикальной структуры, показывает, что наблюдаемые амплитуды можно объяснить непосредственно эффектами периодического нагревания атмосферы солнечной радиацией без учета резонансного возбуждения. Основной вклад (примерно $^3/_4$) дает поглощение солнечной радиации озоном в стратосфере и мезосфере, остальная часть почти целиком приходится на поглощение водяным паром в тропосфере. Поэтому широтное распределение соответствующей термической вынуждающей функции и амплитуда главной моды S_2 очень сходны. Это подобие и объясняет упорядоченное глобальное распределение S_2. Более того, теория показывает, что вертикальная длина волны главной моды S_2 намного больше 100 км. Таким образом, вклады различных слоев атмосферы существенно аддитивны, что приводит к формированию сильных приливов S_2. См. *Мезосфера, Стратосфера, Тропосфера.*

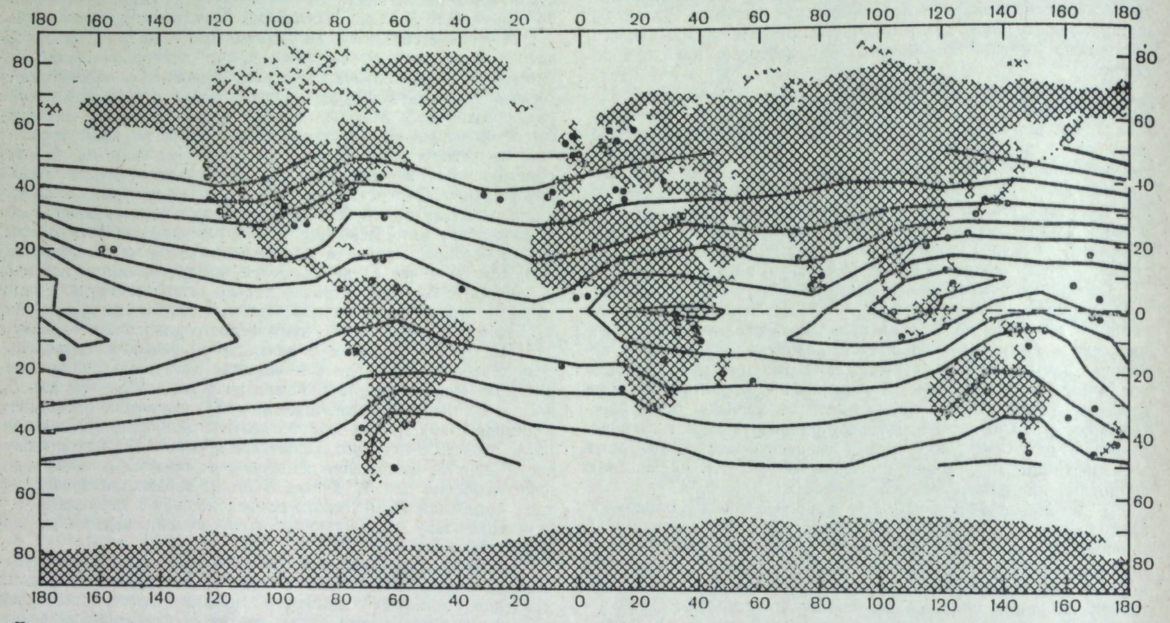
24-часовые солнечные колебания. В случае 24-часовых солнечных колебаний S_1 ситуация прямо противоположна. Несмотря на относительную гладкость широтного распределения термической вынуждающей функции, широтное распределение различных мод S_1 довольно сложное. Следовательно, для описания вынуждающих функций необходимы по крайней мере три или четыре моды. Так как некоторые из этих мод не распространяются вертикально, они значительны только в слое возбуждения. Вследствие того что они имеют малую вертикальную длину волны, может происходить сглаживающая общую картину интерференция волн в разных слоях атмосферы. Таким образом, механизм возбуждения S_1 не очень эффективен. Тем не менее S_1 не являются пренебрежимо малыми по сравнению с S_2. Рассматривая только основные моды, можно сказать, что на экваторе наблюдаемые амплитуды полусуточных колебаний приземного атмосферного давления составляют 116 Па, а S_1 — 59 Па и к полюсам уменьшаются приблизительно как $(\cos\varphi)^3$, где φ — широта. Как и следовало ожидать, эта аппроксимация значительно хуже для S_1, чем для S_2, поскольку наблюдаемые значения S_1 являются следствием взаимодействия многих мод. Максимум S_2 приходится примерно на 10 и 22 ч местного солнечного времени. Но, как и в случае амплитуд, отклонения в различных пунктах довольно велики, особенно для S_1. Кроме S_1 и S_2, наблюдаются еще два типа колебаний термического происхождения с периодами 8 и 6 ч. Поскольку вынуждающие функции для них малы, они значительно слабее S_1 и S_2.

Периодические изменения ветра. Описанные выше колебания давления значительно меньше нерегулярных вариаций давления, связанных с циклонической деятельностью в нижней атмосфере, поэтому амплитуды соответствующих им периодических изменений ветра составляют 10—20 $см \cdot с^{-1}$. Но поскольку кинетическая энергия этих волновых движений остается практически постоянной по высоте, их амплитуды должны возрастать как $1/\sqrt{\rho(z)}$ (ρ — плотность воздуха, z — высота). Наблюдения подтверждают это возрастание периодических ветров с высотой. До высоты 30 км ветер измеряется с помощью шаров-пилотов и радиозондов; от 30 до 60 км — с помощью метеорологических ракет, причем сеть станций ракетного зондирования очень редка. Данные об атмосферных движениях между 80 и 120 км получают по доплеровским радарным измерениям дрейфа ионизованных метеорных следов. Анализ этих, пока еще очень скупых данных в основном подтверждает усиление периодических изменений ветра с высотой; причем на высоте метеорных слоев амплитуда достигает 10 $м \cdot с^{-1}$ и более. Часто эта амплитуда больше средней скорости ветра. Таким образом, в отличие от нижней атмосферы, где колебания связаны с погодой, метеорологический режим высоких слоев определяется в основном периодическими ветрами. См. *Ветер.*

Лунный атмосферный прилив. Вызывается исключительно приливной силой Луны. Его основная составляющая M_2 вызывает колебания наземного давления $L_2(p_0)$, которые в настоящее время известны для более чем 100 станций, несмотря на трудность выделения столь малых колебаний наземного давления, имеющего значительно большие непериодические изменения. На экваторе амплитуда составляет примерно 0,06 гПа и уменьшается как $(\cos\varphi)^3$ с широтой φ. Максимум давления наблюдается примерно через $^1/_2$ ч после прохождения Луной меридиана. Но, подобно $S_2(p_0)$, хотя и в значительно меньшей степени, чем $S_1(p_0)$, время максимальных давления и амплитуды значительно изменяется от станции к станции. На рисунке показано наблюдаемое распределение амплитуд и отклонения от ожидаемой зональной симметрии, поскольку M_2 пропорциональна $(\cos\varphi)^2$. Для S_1 и S_2 эта нерегулярность объясняется неравномерным распределением функций нагрева. Но в случае L_2, возбуждаемого гравитационными силами, отклонения вызываются неравномерной реакцией атмосферы на M_2, а также за счет земных и океанских приливов, поднимающих или опускающих твердую и жидкую поверхность Земли на достаточно большую величину, чтобы оказывать влияние на L_2. Теория легко объясняет основные черты наблюдаемого лунного полусуточного прилива,

но попытки объяснить детали глобального распределения не столь успешны. См. *Земные приливы.*

Одной из особенностей L_2, не получившей пока объяснения, является ярко выраженная годовая эволюция: одновременно в обоих полушариях наступление суточного максимума давления происходит в течение зимы северного полушария более чем на полчаса позже, чем в течение оставшейся части



Линии равных средних амплитуд лунного барометрического прилива (интервал 0,01 гПа). Максимум амплитуды над Индонезией 0,08 гПа. (*Заимствовано из B. Hertwitz and Ann* **D. Cowley**, *The lunar barometric tide, Rev. Pure Appl. Geophys., PAGEOPH, 77(6): 122—150, 1969*)

В указанных точках вычислен лунный атмосферный прилив.

года. Поскольку в колебаниях лунного потенциала изменения также отсутствуют, это явление можно объяснить лишь свойствами самой атмосферы, скажем, сезонными вариациями крупномасштабного поля ветра. К другим загадочным явлениям относится более раннее наступление максимума $L_2(p_0)$ (а в течение некоторых сезонов $S_2(p_0)$ и $S_1(p_0)$) в южном полушарии, чем в северном.

Другие, более слабые, составляющие лунного приливного потенциала также генерируют в атмосфере колебания. Однако по данным о давлении можно выделить только колебания, связанные с членами O_1 и N_2.

Так же как для S_1 и S_2, для L_2 характерно определенное поле ветра. Амплитуда колебаний скорости ветра у поверхности Земли равна примерно 1 см·с$^{-1}$. Она должна возрастать как $1/\sqrt{\rho(z)}$, но эта закономерность для больших высот не обнаружена из-за недостатка данных наблюдений. Однако эти движения вызывают колебания геомагнитных параметров, которые регистрируются у поверхности Земли. См. *Атмосфера, Приливы.*

Бернард Гаурвиц

Атмосферный озон

В очень малых количествах озон присутствует во всех слоях атмосферы, но его максимальное содержание наблюдается в нижней стратосфере, в слое на высоте 15—30 км (рис. 1). Этот озонный слой образуется в основном в результате диссоциации молекулярного кислорода в верхней атмосфере за счет солнечного ультрафиолетового излучения.

Несмотря на то что в атмосфере содержится очень незначительное количество озона, он имеет очень большое значение для биосферы, так как поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца с длинами волн (λ) 240—320 нм, которое при отсутствии озонного слоя достигало бы земной поверхности. Это излучение смертельно для простых одноклеточных организмов (водорослей, бактерий, простейших) и для наружных клеток более высокоорганизованных растений и животных. Оно также разрушает генетический материал клеток (ДНК) и вызывает загар на коже человека. Согласно статистическим данным, имеется корреляция между заболеваемостью раком кожи и наблюдаемой на земной поверхности интенсивностью ультрафиолета с длинами волн 290—320 нм, неполностью поглощаемого слоем озона.

Озон также играет важную роль в нагревании верхней

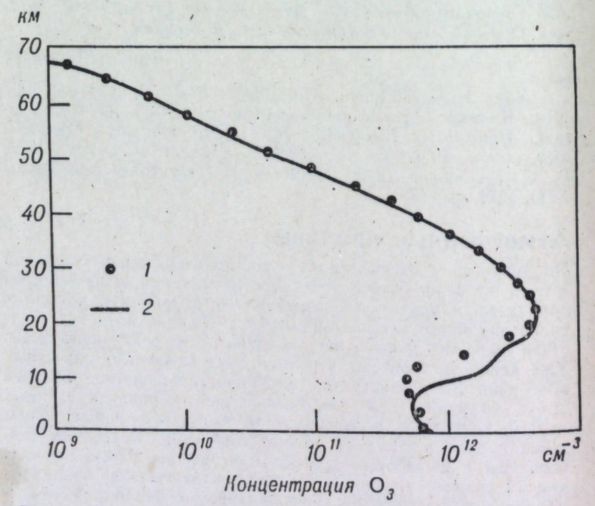


Рис. 1. Средняя глобальная концентрация озона, согласно модели стратосферной циркуляции Массачусетского технологического института (*1*) и по данным ракетных наблюдений озона в средних широтах (*2*). (*Из D. Cunnold et al., A three-dimensional dynamical-chemical model of atmospheric ozone, J. Atmos. Sci., 32: 170—194, 1975*)

атмосферы благодаря поглощению солнечного ультрафиолетового и видимого излучений ($\lambda < 710$ нм), а также теплового инфракрасного излучения ($\lambda \simeq 9600$ нм). Вследствие этого температура воздуха непрерывно увеличивается примерно от

220 К вблизи тропопаузы (высота 8—16 км) до 280 К у стратопаузы (на высоте 50 км). Нагревание озонного слоя служит основным источником энергии, необходимой для возникновения циркуляции в верхней стратосфере и мезосфере. См. *Атмосфера.*

Химия стратосферного озона. На высоте более 30 км[1] в дневное время под воздействием ультрафиолетовых фотонов ($h\nu$) кислород диссоциирует:

$$O_2 + h\nu \rightarrow O + O \text{ при } \lambda < 240 \text{ нм}. \quad (1)$$

Затем возникшие при этом атомы кислорода образуют озон:

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M, \quad (2)$$

где M — молекула любого другого вещества.

Днем время жизни озона очень мало вследствие фотодиссоциации, протекающей по реакции

$$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O \text{ при } \lambda < 710 \text{ нм}. \quad (3)$$

Однако, за исключением верхних слоев атмосферы (на высоте более 90 км), где содержание O_2 значительно уменьшается, в результате реакции (3) не возникает полного разрушения озона, причем в ходе реакции (2) почти все атомы O снова порождают молекулы O_3. Если определить концентрацию нечетного кислорода как сумму концентраций O_3 и O, то можно сказать, что нечетный кислород образуется в результате реакции (1) и, согласно ранним теориям образования озонного слоя, исчезает путем реакции

$$O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2. \quad (4)$$

Реакции (2) и (3) не влияют на концентрацию нечетного кислорода, а определяют отношение концентрации O к концентрации O_3. Так как скорость реакции (2) уменьшается, а скорость реакции (3) увеличивается с высотой, то ниже уровня 60 км большая часть молекул нечетного кислорода находится в виде O_3, а выше этого уровня — в виде O.

Исследования показали, что скорость исчезновения нечетного кислорода только на 18 % обусловлена реакцией (4). В основном (примерно на 70 %) исчезновение нечетного кислорода связано с наличием в атмосфере небольшого количества газообразных окиси азота (NO) и его двуокиси (NO_2), служащих катализаторами реакции (4):

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2, \quad (5)$$

$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2. \quad (6)$$

Этот цикл каталитических реакций, разрушающих O_3, в дневное время частично прерывается, поскольку вслед за реакцией (5) может наступить фотодиссоциация

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O \text{ при } \lambda < 395 \text{ нм}, \quad (7)$$

причем регенерируется нечетный кислород. Концентрация газообразных NO и NO_2 в слое озона составляет только около 3 млрд$^{-1}$. Эти газы образуются в слое озона в результате разложения закиси азота (N_2O) при реакции с возбужденным атомом кислорода $O(^1D)$, возникающим при распаде молекулы O_3:

$$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O(^1D) \text{ при } \lambda < 310 \text{ нм}, \quad (8)$$

$$O(^1D) + N_2O \rightarrow NO + NO. \quad (9)$$

NO_2 исчезает в результате реакции с гидроксилом (OH), причем образуется молекула азотной кислоты (HNO_3), и вновь образуется при фотодиссоциации молекулы HNO_3:

$$OH + NO_2 + M \rightarrow HNO_3 + M, \quad (10)$$

$$HNO_3 + h\nu \rightarrow OH + NO_2 \text{ при } \lambda < 345 \text{ нм}. \quad (11)$$

Если считать NO, NO_2 и HNO_3 молекулами нечетного азота, то окажется, что в стратосфере примерно половина нечетного азота находится в виде HNO_3. Как правило, нечетный азот удаляется из стратосферы при выпадении водного раствора HNO_3 с осадками.

Скорость исчезновения нечетного кислорода за счет другого каталитического цикла, связанного с атомами H и радикалами OH и HO_2, составляет только 11 % полной скорости его исчезновения. Эти частицы образуются в верхней атмосфере при диссоциации водяного пара (H_2O), метана (CH_4) и перекиси водорода (H_2O_2); исчезают они в результате различных реакций, в ходе которых снова образуются H_2O и H_2O_2. На рис. 2 приведены три основных механизма химического разрушения нечетного кислорода. Измерения содержания O, O_3, NO, NO_2, HNO_3, OH, CH_4 и H_2O в стратосфере в основном подтвердили правильность изложенных выше представлений о химических процессах в слое озона. Около 1 % нечетного кислорода исчезает также в результате переноса озона вниз, в тропосферу, где он разрушается у земной поверхности.

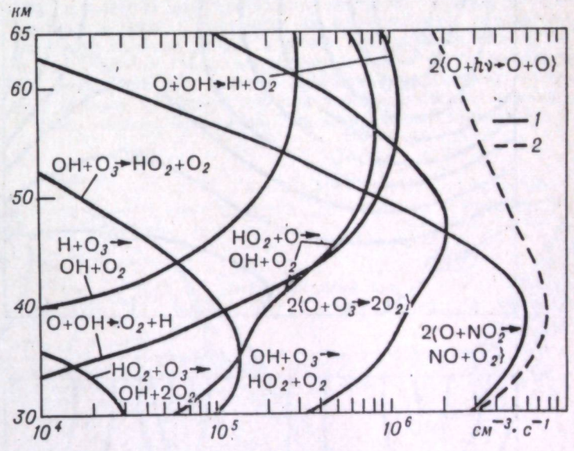


Рис. 2. Зависимость скорости реакций, имеющих значение для разрушения нечетного кислорода, от высоты (*1*) и полная скорость образования нечетного кислорода, равная полной скорости его разрушения (*2*). (*Из M. McElroy et al., Atmospheric ozone: Possible impact to stratospheric aviation, J. Atmos. Sci., 31: 287—303, 1974*)

Циркуляция стратосферного озона. В чисто химической модели стратосферного озона (без переноса) максимальная концентрация озона достигалась бы на тех высотах и широтах, где скорость реакции (1) максимальна, т. е. в экваториальных районах на высоте более 30 км. Однако максимум концентрации озона наблюдается в полярных областях Земли на высоте около 18 км. Следовательно, в нижней стратосфере должен происходить значительный перенос озона к полюсу и вниз (рис. 3). Из рисунка видно, что содержание озона в столбе атмосферы с единичным поперечным сечением примерно на 50 % больше над полюсами, чем над экватором. Следует отметить, что максимум содержания озона в полярных областях наблюдается весной.

Бóльшая часть энергии, приводящей к возникновению циркуляции в нижней стратосфере, связана с планетарными волнами, образующимися в тропосфере в результате температурных контрастов между океаном и сушей (а также орографических факторов), а затем распространяющимися вверх. По мере подъема эти длинные волны затухают вследствие излучения и поглощения тепловой радиации и затем отражаются вниз, если в стратосфере возникают восточные ветры (летом) или сильные западные (зимой). Поэтому можно ожидать, что в стратосфере наиболее сильная циркуляция будет возникать осенью и весной, а в нижней стратосфере, где обычно наблюдаются слабые западные ветры,— зимой. Этот период максимальной активности в нижней стратосфере вызывает появление наблюдаемого весной максимума озона. На основании расчетов циркуляции озона и химических процессов в озонном слое, выполненных в Массачусетском технологическом институте, согласно трехмерной модели стратосферной циркуляции (ТМСЦ), удалось успешно воспроизвести сезонную вариацию содержания озона (см. рис. 3). Была установлена также суточная вариация полного содержания озона, составляющая несколько процентов и обусловленная, вероятно, кратковременными изменениями движений в стратосфере.

Хотя в стратосфере скорость горизонтальных ветров может быть весьма значительной, рост температуры с высотой в этой области приводит к тому, что она гораздо более устойчива к вертикальным движениям, чем тропосфера. Поэтому после того как такие разрушающие озон частицы, как NO и NO_2, были внесены в озонный слой, должно пройти

[1] Диссоциация кислорода происходит и на высоте менее 30 км. (*Прим. ред. пер.*)

около трех лет, пока они будут вынесены в результате процессов переноса к земной поверхности. В связи с длительным пребыванием частиц в стратосфере, а также их разрушающим воздействием на озон, имеющим каталитический характер, озонный слой становится особенно чувствительным к изменениям концентрации этих частиц. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

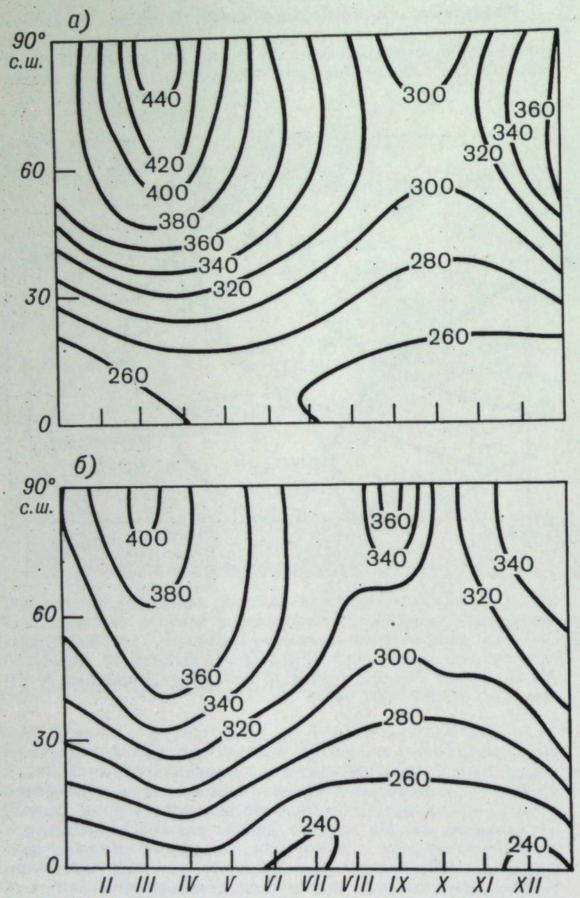


Рис. 3. Зависимость общего содержания озона (в единицах Добсона, эквивалентных $2{,}7 \cdot 10^{16}$ молекул на 1 см^2) в северном полушарии от сезона и широты, определенная по данным наблюдений (*а*) и согласно модели стратосферной циркуляции Массачусетского технологического института (*б*). *(Из F. Alyea, D. Cunnold, and R. Prinn, Stratospheric ozone destruction by aircraft-induced nitrogen oxides, Science, 188: 117—121; copyright 1975 by the American Association for the Advancement of Science)*

Возмущения в стратосферном озоне. В выбросах двигателей сверхзвуковых самолетов, предназначенных для полетов в нижней стратосфере (таких, как англо-французский «Конкорд», советский «ТУ-144» и американский «Боинг-2707»), вследствие теплового расщепления молекул N_2 и O_2, входящих в состав воздуха, образуются частицы NO и NO_2. Если бы к 2000 г. было бы введено в эксплуатацию только 500 этих американских самолетов (в настоящее время снятых с производства), то в результате скорость выбросов NO и NO_2 в стратосферу превысила бы в три раза скорость поступления этих молекул в естественных условиях, что привело бы к значительным нарушениям азотного цикла в атмосфере. Согласно расчетам по модели ТМСЦ, при таком количестве самолетов, совершающих полеты на высоте 20 км на широте 45°, содержание озона в южном и северном полушариях Земли уменьшилось бы на 8 и 16 % соответственно. В результате такого уменьшения содержания озона скорость загара увеличилась бы на 16 и 32 % соответственно. Аналогичная ситуация возникла бы в результате ввода в эксплуатацию нескольких тысяч менее мощных «Конкордов». По-видимому, необходимы международные соглашения об ограничении количества самолетов, совершающих полеты в стратосфере.

Было высказано мнение, что промышленное производство хлорфторметанов $CFCl_3$ (фреон-11) и CF_2Cl_2 (фреон-12) может значительно изменить естественный цикл хлора в атмосфере. Эти очень инертные вещества используются в основном как хладоагенты и наполнители баллонов с аэрозолями. Если эти вещества выпустить в атмосферу, то удалять их могут только следующие реакции:

$$CFCl_3 + h\nu \rightarrow CFCl_2 + Cl \text{ при } \lambda < 226 \text{ нм}, \quad (12)$$

$$CF_2Cl_2 + h\nu \rightarrow CF_2Cl + Cl \text{ при } \lambda < 214 \text{ нм}. \quad (13)$$

Атомы хлора, освобождаемые в этих и подобных реакциях, могут каталитически разрушать озон путем реакций с образованием окиси хлора:

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2, \quad (14)$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2, \quad (15)$$

$$ClO + h\nu \rightarrow Cl + O \text{ при } \lambda < 303{,}5 \text{ нм}, \quad (16)$$

$$Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3, \quad (17)$$

$$OH + HCl \rightarrow Cl + H_2O. \quad (18)$$

Эти реакции действуют подобно реакциям (5)—(7), (10) и (11). Расчеты по одномерной модели химических процессов в атмосфере показали, что в настоящее время хлорфторметаны приводят к уменьшению количества стратосферного озона не более чем на 1 %. Однако если выброс $CFCl_3$ и CF_2Cl_2 в атмосферу будет продолжаться с той же интенсивностью, то, согласно модели, к 2050 г. содержание озона уменьшится примерно на 10 %. Если реакции (12) и (13) действительно являются единственным механизмом удаления $CFCl_3$ и CF_2Cl_2 из атмосферы, то время жизни этих молекул в атмосфере будет составлять примерно 45 и 70 лет соответственно. Поэтому даже если производство хлорофторметанов будет приостановлено, то их влияние будет сказываться еще в течение нескольких десятилетий. Химические процессы в атмосфере, связанные с хлором, еще не так хорошо известны, как процессы с участием оксидов азота, но последние наблюдения молекул $CFCl_3$, CF_2Cl_2 и HCl в стратосфере качественно подтверждают реальность перечисленных химических циклов.

Было выявлено еще несколько возможных процессов антропогенного происхождения, приводящих к разрушению озона. При атмосферных испытаниях термоядерного оружия в стратосферу выбрасываются молекулы NO и NO_2, возникающие при тепловом разложении молекул воздуха. Все более широкое применение азотных удобрений — нитратов (NO_3) — может привести к увеличению скорости образования N_2O в почве под воздействием денитрифицирующих бактерий, что вызовет увеличение концентрации N_2O в стратосфере. Ракеты, работающие на твердом топливе, в которых в качестве окислителя применяется перхлорат аммония (NH_4ClO_4) (ракеты «Минитмэн», бустеры космического корабля «Шатл»), выбрасывают в стратосферу небольшие количества хлористого водорода. Расширение производства метилбромида (CH_3Br), применяемого в сельском хозяйстве для окуривания, может привести к появлению в стратосфере значительных концентраций брома. Каталитическое разрушение нечетного кислорода при участии брома подобно разрушающему воздействию хлора, но происходит быстрее. Необходимые для проверки реальности всех возможных механизмов уменьшения количества озона глобальные наблюдения в настоящее время возможно вести с помощью спутников. В будущем такого рода непрерывный мониторинг станет совершенно необходим. См. *Загрязнение атмосферы, Химия атмосферы.*

Рональд Г. Принн

Лит.: F. Alyea, D. Cunnold, and R. Prinn, Stratospheric ozone destruction by aircraft-induced nitrogen oxides, *Science*, 188: 117—121, 1975; P. Crutzen, A review of upper atmospheric photochemistry, *Can. J. Chem.*, *52*: 1569—1581, 1974; D. Cunnold et. al., A three-dimensional dynamical-chemical model of atmospheric ozone, *J. Atmos. Sci.*, 32: 170—194, 1975; H. Johnstone, A global ozone balance in the natural stratosphere, *Rev. Geophys. Space Phys*, 13: 637—649, 1975; A. H. Khrgian, in P. Greenberg (ed.), *The Physics of Atmospheric Ozone*, 1976; M. McElroy et al., Atmospheric ozone: Possible impact of stratospheric aviation, *J. Atmos. Sci.*, 31: 287—303, 1974; F. Rowland and M. Molina, Chlorofluoromethanes in the environment, *Rev. Geophys. Space Sci.*, 13: 1—35, 1975.

Атолл

Кольцевой коралловый риф, в виде сплошной гряды или множества небольших островов окружающий лагуну, в которой нет выступающих на поверхность участков суши.

Физико-географические особенности. Большинство атоллов представляет собой отдельные рифы, которые поднимаются из глубокого моря и имеют самые различные размеры. Небольшие обычно сплошные кольца могут иметь диаметр менее одной мили, но нередко атоллы состоят из многочисленных островков и их диаметр достигает 20 миль. Самый большой атолл Кваджелейн в группе Маршалловых островов имеет неправильную форму и занимает площадь 840 кв. миль.

Рифы атоллового кольца представляют собой плоские, напоминающие мостовую участки, значительная часть поверхности которых, особенно вдоль мористого края атолла, может обнажаться при низком отливе (рис. 1). Атолловые кольца имеют различную ширину. Встречаются как узкие полосы, так и широкие выпуклые площадки диаметром более одной мили. Пожалуй, самая примечательная особенность атоллов — вают воде свободный доступ в лагуну. Глубина лагуны в общем пропорциональна ее размерам. Глубина лагуны диаметром 20 миль может достигать 90 м. Со дна лагуны поднимаются сотни коралловых холмов. Широкие гребни этих сооружений, покрытых порослью кораллов, располагаются на всех глубинах, а самые высокие приближаются к уровню низкого отлива.

На многих атоллах островки расположены вдоль рифа неравномерно. Большинство островков имеют небольшие размеры и редко поднимаются над рифовым плато более чем на 6 м. Они образованы из рифовых обломков (вершинки кораллов и песок), нагроможденных под действием волн и ветра. Все это неконсолидированные отложения, исключая слои пляжевого известковистого песчаника (сцементированный конгломерат и песчаник) на межприливных горизонтах. Островки, которые входят в рифы, периодически подвергающиеся действию ураганных штормов, могут иметь от одного до нескольких рампартов — кораллово-водорослевых валов, сооруженных из кусков рифовой породы, вершинок кораллов и более мелкого материала. Эти сооружения, видимо, могут

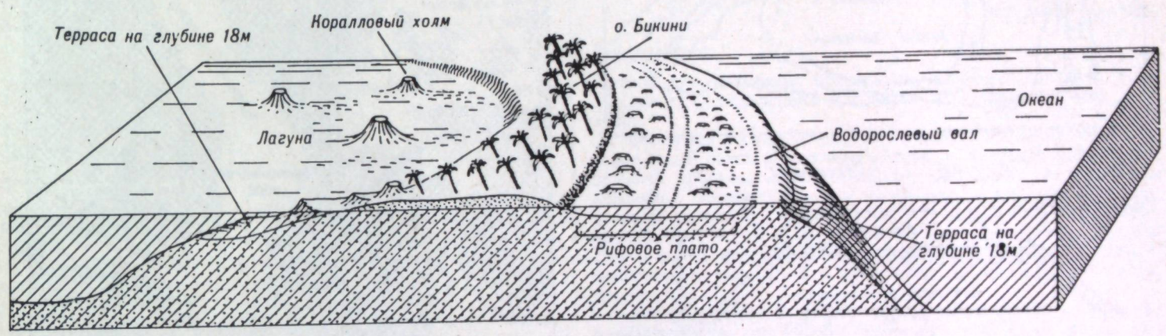


Рис. 1. Схематический разрез атолла Бикини.

это низкая, напоминающая куэсту и устойчивая к воздействию волн гряда, обращенная крутым склоном в сторону моря. Эта гряда, обычно коричневого или розоватого цвета, состоит главным образом из известковых водорослей. С мористой стороны отлогий подводный склон гряды рассекают серии регулярно расположенных ложбин. Несколько извилистые, в целом они простираются в сторону моря под прямым углом к фронту рифа. Ложбины разделены уплощенными шпорами или козырьками, которые образовались, по-видимому, в результате роста кораллов и водорослей. Ложбины и козырьки образуют зубчатый край атолла, хорошо заметный при наблюдении с воздуха. За пределами зубчатого края может располагаться мелководная терраса, за которой идет крутой (35°) подводный склон, постепенно выполаживающийся с увеличением глубины до самого дна океана. Некоторые ложбины зубчатой окраины, пересекающие краевую водорослевую гряду, представляют собой прибойные протоки, которые заканчиваются на рифовом плато среди водорослевых порослей серией сифонов. Вместе взятые, эти структуры образуют исключительно эффективное препятствие, которое отнимает у набегающих волн бо́льшую часть их разрушительной мощи и в то же время обеспечивает непрерывное поступление свежей морской воды на обширные участки рифа. Вода несет с собой кислород, минеральные соли и пищу, необходимые кораллам и другим морским организмам.

Двигаясь внутрь от окраины рифа, можно обнаружить ряд зон, изобилующих кораллами и другими рифостроителями, но значительные участки рифового плато состоят из сцементированной рифовой породы, засыпанной тонким или толстым слоем песка или более грубых рифовых обломков. При бурении атолла Эниветок под верхним слоем отложений была обнаружена массивная плита твердого известняка толщиной 3—4,5 м. Развитие организмов и осадконакопление на рифе зависят от преобладающих ветров, течений и различных экологических факторов. Отложения, которые образуют поверхность рифа и его островки, в том числе и сцементированная порода, полностью образованы из карбонатов, выделяемых морскими организмами.

Рифовые кольца большинства атоллов разорваны, обычно с подветренной стороны, одним или несколькими проходами. Некоторые из них так же глубоки, как и лагуна, и обеспечивать созданы, сдвинуты или разрушены волнами в течение одного сильного шторма. Ближе к центру атолла за пляжами и рампартами располагаются песчаные и гравелистые отмели и большие участки, поросшие кокосовыми пальмами и пандануса или занятые густыми зарослями.

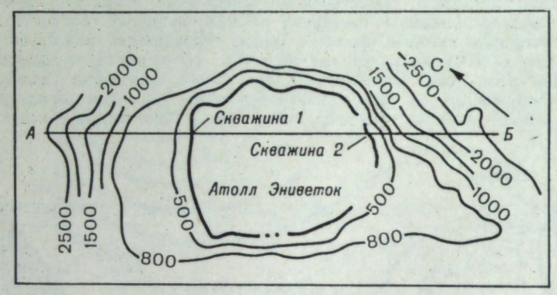
На окраине многих атоллов и внутри их лагун встречаются террасы. Эти структуры возникли, вероятно, во время ледниковых эпох плейстоцена, когда уровень моря значительно понижался по сравнению с современным. Самое последнее понижение уровня моря достигало, по-видимому, 2 м, но убедительных свидетельств этого на большинстве атоллов не сохранилось. В настоящее время проводятся многочисленные исследования на рифовых островах, не входящих в атоллы, направленные на то, чтобы установить, имело ли место эвстатическое понижение уровня на такую величину в сравнительно недавнем времени. Для решения этой задачи применяются методы определения возраста отложений с помощью радиоактивного углерода и естественных серий урана. Если такое изменение уровня действительно имело место, то можно предложить правдоподобное объяснение происхождения атолловых островов: когда уровень моря понижался, рифы разрушались волнами, а образующиеся обломки нагромождались в острова.

Область распространения атоллов. Для образования атоллов, так же как и для других типов коралловых рифов, необходимы яркое подводное освещение и теплая вода, поэтому область их распространения ограничена тропическими и близкими к ним широтами. Значительная часть всех атоллов находится в районе, известном ранее под названием «поднятие Дарвина», занимающем обширную площадь в центральной и юго-западной части Тихого океана. Атоллы многочисленны в отдельных районах Индийского океана и встречаются также, главным образом на шельфе, в Карибском море. См. *Риф.*

Образования, которые следует отнести к атоллам, существовали в мелководных морях палеозоя. В возведении этих древних атоллов участвовали разнообразные организмы. Однако таких видов кораллов и водорослей, которые строят современные рифы, в то время не существовало. Многие палеозойские атоллы со временем превратились в хранилища нефти. Сейчас их изучают и подробно картируют с помощью глубоководного бурения.

Происхождение и развитие. Многие атоллы, поднимающиеся из глубин моря, вероятно, были построены на подводных вулканах. В результате бурения рифовых «шапок» на двух таких атоллах (Эниветок и Мидуэй) обнаружено основание из вулканических потоков лавы. В обоих случаях установлено, что развитие рифов началось лишь после того, как эти вулканы были по крайней мере частично срезаны эрозией. Самые древние известняки под атоллом Эниветок датируются концом эоцена, а под атоллом Мидуэй — началом миоцена. Может оказаться, что основания других атоллов будут гораздо моложе.

В результате тщательного трехмерного обследования атоллов (Фунафуты в группе о-вов Эллис, Кита-Дайто-Джима, Бикини и Эниветока в группе Маршалловых островов и Мидуэя в группе Гавайских островов) было установлено, что атоллы представляют собой сложные сооружения. За внешним сходством могут скрываться удивительные различия в их внутреннем строении. Кроме того, бурение показало, что толщина рифовых шапок атоллов сильно превосходит предельную глубину обитания рифообразующих организмов и эти шапки, видимо, образовались в продолжительные периоды опускания дна. См. *Подводные горы и гайоты.*



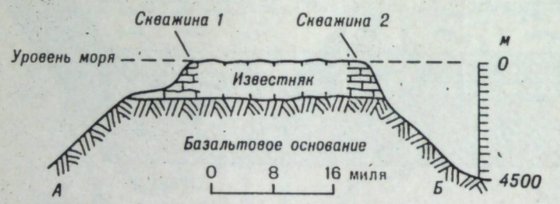


Рис. 2. Строение атолла Эниветок из группы Маршалловых островов.

Изолинии глубин даны в морских саженях.

На рис. 2 показано строение атолла Эниветок согласно результатам бурения. Известковая шапка толщиной примерно 1,5 км покоится на вершине базальтового вулкана, который поднимается до глубины 3 км над дном океана. В скважине *1* нижние известняки имеют возраст конца эоцена и сформированы в виде предрифовых отложений на внешнем склоне. Коррелирующие слои известняков в скважине *2* образовались в условиях мелководья. 1200-м разрез известняка, образующего шапку атолла Эниветок, свидетельствует о том, что опускание дна продолжалось свыше 4 млн. лет. Опускание дна тут было даже бóльшим, чем та величина, которую так удивительно угадал Ч. Дарвин. Опускание это не было установившимся и постоянным, а чередовалось с периодами подъема. Стадии подъема отражены в зонах перекристаллизованных и частично доломитизированных известняков. Подобные зоны называют несогласиями растворения, и сформировались они, когда вершина атолла длительное время находилась над поверхностью воды. В такие периоды на атолле обитали сухопутные змеи, а споры и пыльца растений свидетельствуют о том, что это были растения суши. Эниветок и, возможно, многие другие атоллы влияли на распределение мелководных морских организмов в Тихом океане. См. *Океанские острова.*

Гарри С. Лэдд

Лит.: R. Berner, Dolomitization of the mid-Pacific atolls, *Science* 147: 1297—1299, 1965; K. Emery et al., Bikini and Nearby Atolls, Marshall Islands, USGS Prof. Pap. no. 260-A, 1954; F. R. Fosberg (ed.), *Atoll Res. Bull.*, nos. 1—117, Pacific Science Board, National Academy of Science, 1951—1966; and nos. 118—119, Smithsonian Institution, 1967; O. A. Jones and R. Endean (eds.), *Biology and Geology of Coral Reefs*, vol. 1: Geology, 1973; H. Ladd and S. Schlanger, *Drilling Operations on Eniwetok Atoll*, Geol. Soc. Amer. Prof. Pap. no. 260-Y, 1960; H. Ladd et al., Drilling on Midway Atoll, Hawaii, *Science*, 156 (3778): 1088—1094, 1967; H. Menard and H. Ladd, Oceanic icelands, seamounts, guyots and atolls, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; S. D. Romasko, *Living Coral and Inhabitants of the Reef*, 2d ed., 1976; H. Wiens, Atoll Environment and Ecology, 1962.

Балтийское море

Внутреннее море, связанное с Северным морем пр. Скагеррак, Каттегат и Датскими проливами (Большой Бельт, Малый Бельт и Эресунн). Общая площадь вместе с Ботническим и Финским заливами составляет 400 тыс. км². Средняя глубина

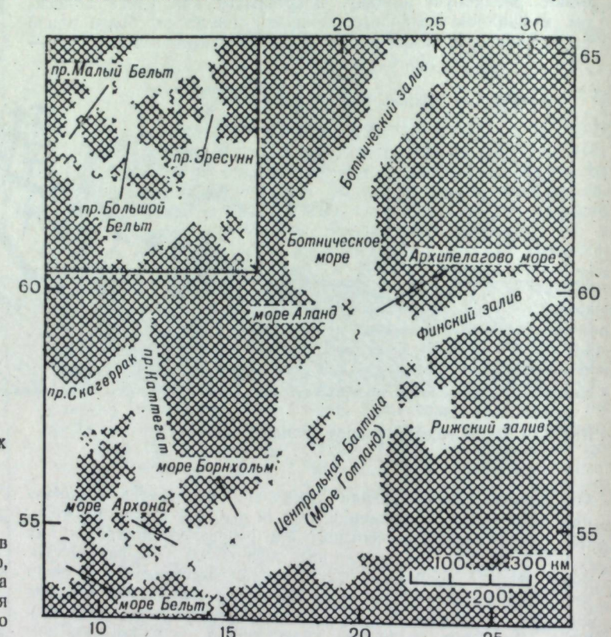


Рис. 1. Районы Балтийского моря (на врезке — проливы, связывающие его с Северным морем).

моря — всего лишь 55 м; наибольшая глубина, в районе котловины Ландсортсъюпет, достигает 459 м (рис. 1 и 2).

Геологическая история. Балтийская котловина образовалась в результате опускания Фенноскандии. Ее воды являлись составной частью океана задолго до последнего ледникового периода. В послеледниковые периоды последовательно образовывались Балтийское ледниковое озеро, Иольдиевое море, Анциловое озеро и Литориновое море. Балтийское ледниковое озеро представляло собой озеро талой воды, ограниченное краем отступающего ледникового щита и областью вблизи нынешнего пр. Эресунн, которая тогда располагалась выше современных отметок. Иольдиевое море образовалось в период отступания ледникового щита севернее центральной части Швеции. Из многочисленных озер в него стекала пресная вода, а соленая поступала в котловину из океана. Позднее это море было связано с Белым морем. Анциловое озеро возникло в тот момент, когда воды Балтийской котловины были вновь отделены от океана поднятием земной коры, при этом в восточном направлении водоем распространился на озерный район Швеции. Литориновое море, предшествующее современной Балтике, образовалось в 6—5-м тысячелетии до н. э. в результате опускания земной коры в районе Датских проливов. Это море было значительно соленее современного Балтийского моря.

Циркуляция и соленость. Водосборный бассейн Балтийского моря примерно в четыре раза превышает площадь самого моря. Годовой сток в море и осадки на его поверхности за вычетом потерь на испарение составляют 1/40 объема Балтийского моря. Пресная вода, расположенная в верхних слоях, вытекает в океан через Датские проливы, при этом в глубинные слои поступает более соленая и более плотная вода из пр. Каттегат. Отличия в солености поверхностных и донных вод хорошо заметны почти по всему Балтийскому морю (см. таблицу). Наибольший градиент солености обнаруживается на глубине около 60 м. Кроме того, ежегодно образуется летний термоклин. Зимой конвективные процессы достигают глубины примерно 60 м. Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности составляет 0—18 °С, в глубинных водах 2—5 °С. См. *Океанские течения. Термоклин.*

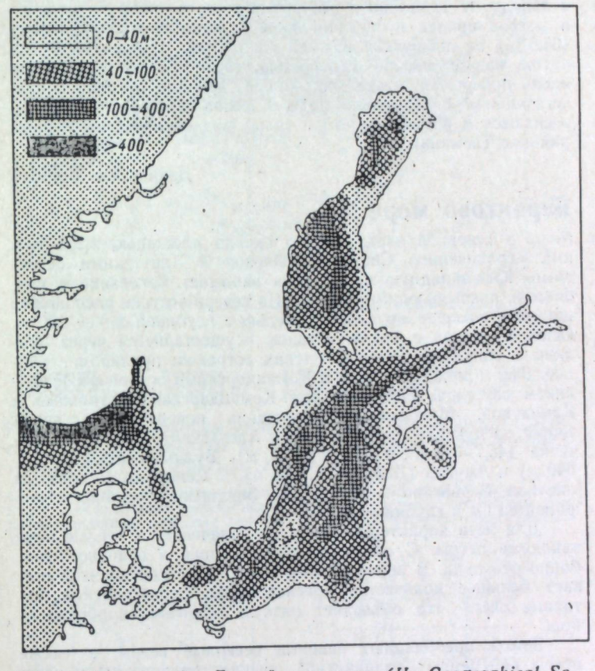


Рис. 2. Карта глубин Балтийского моря (*Из Geographical Society of Finland, A General Handbook on the Geography of Finland, Fennia 72, 1952*)

Распределение солености (‰) в Балтийском море

Район	Поверхность	Дно
Каттегат	15—20	30—36
Датские проливы	8—10	15—20
Центральная Балтика	6—7	9—12
Эстуарии	1—3	3—4

Уровень воды. Приливные колебания в Балтийском море невелики: в районе Копенгагена они составляют около 0,15 м, вблизи Стокгольма менее 0,025 м, а в районе Ленинграда 0,15 м. Скорость дрейфовых течений обычно около 0,1 м·с$^{-1}$, однако она может достигать 0,75 м·с$^{-1}$. Штормы вызывают резкие изменения уровня воды: до 3 м в северной части Ботнического залива.

Лед. Зимой сильные штормы делают небезопасной навигацию среди многочисленных рифов и мелей. В период с раннего декабря до начала мая препятствует навигации и морской лед, который исчезает на севере Балтики только к началу июня. В очень суровые зимы все Балтийское море покрыто льдом. В среднем максимальная площадь, покрытая льдами, составляет 214 тыс. км². В северных районах моря сплоченный лед может достигать толщины 0,75 м.

Экология. Балтийское море является крупнейшим по площади резервуаром солоноватой воды. Его низкая продуктивность, по-видимому, связана с узостью Датских проливов и низким содержанием питательных веществ в северных реках. Коммерческий промысел сводится к добыче сельди, лосося, шпрот и пресноводной рыбы (сиг, судак, окунь и форель) в северных районах; сельди, трески, лосося в центральных районах Балтики и сельди, трески, угря, лосося и камбалы в юго-западных.

Илмо Хела

Лит.: J. W. Hedgpeth (ed.), *Treatise on Marine Ecology and Paleoecology*, Geol. Soc. Amer. Memo., no. 67, vol. 1, 1957; Л. А. Зенкевич, Биология морей СССР.— М., 1963.

Бароклинное поле

Распределение атмосферного давления и массы воздуха, при котором удельный объем (или плотность) воздуха являются функцией не только давления, но и других параметров. Для бароклинного поля характерно наличие соленоидов, градиента температуры воздуха на изобарической поверхности и вертикального сдвига геострофического ветра. Интенсивное развитие циклонической и антициклонической циркуляции наблюдается, как правило, только в случае сильной бароклинности атмосферы. Примером поля с интенсивной локальной бароклинностью является фронтальная зона. См. *Ветер, Геострофический ветер, Метеорологический соленоид, Фронт, Шторм.*

Фредерик Сандерс

Барометр

Прибор для измерения абсолютных значений давления, специально предназначенный для определения атмосферного давления.

Основным типом метеорологического барометра является жидкостный прибор чашечного типа с закрепленной вертикальной трубкой, наполненной ртутью. Когда атмосферное давление воздействует на открытую поверхность ртути в чашке, в вертикальной трубке устанавливается определенный уровень ртути, над которым существует вакуум. Высота столба ртути непосредственно определяет разность давлений атмосферы и вакуума, т. е. абсолютное значение атмосферного давления.

Зафиксированную высоту столба ртути нужно скорректировать с учетом отклонения температуры от стандартных условий (0 °С). Для этой цели используются показания ртутного термометра, укрепленного на стойке барометра. Для обоснованного сравнения результатов измерений атмосферного давления в различных точках земной поверхности показания барометров приводят к среднему уровню моря. При этом в качестве нормального значения давления принято значение, равное 760 мм рт. ст. (1013 гПа).

Шкалу приборов градуируют в миллиметрах ртутного столба и снабжают нониусом для уточнения отсчетов. Микрометрический винт позволяет смещать шкалу для компенсации изменений уровня ртути в чашке. Погрешность ртутных барометров с нониусной шкалой не превышает 0,12 мм рт. ст. (16 гПа).

Принцип действия барометров-анероидов, а также барографов-анероидов, позволяющих производить непрерывную регистрацию, основан на деформации металлических мембран. Точность показаний таких барометров обычно меньше, однако они более чувствительны.

Б. Хейнсворт, Х. Пэйн

Баротропное поле

Распределение атмосферного давления и массы воздуха, при котором плотность является функцией одного лишь давления. Если поле баротропно, то оно несоленоидально, температура воздуха на изобарической поверхности постоянна и вертикальный сдвиг геострофического ветра отсутствует. Обычно в баротропном поле не развивается сколько-нибудь заметная циклоническая или антициклоническая циркуляция. Значительные успехи в прогнозировании атмосферных движений в средних слоях тропосферы, как это ни парадоксально, были достигнуты с помощью методов, которые, строго говоря, применимы лишь к баротропным полям, хотя в этой части тропосферы поле давления нельзя считать баротропным. См. *Бароклинное поле, Ветер, Геострофический ветер, Метеорологический соленоид, Прогноз погоды.*

Фредерик Сандерс

Бассов пролив

Пролив между Австралией и о. Тасмания. Бассов пролив является важным морским путем, соединяющим западные и восточные порты Австралии, и центром основного промысла барракуд и суповых акул. Площадь пролива составляет

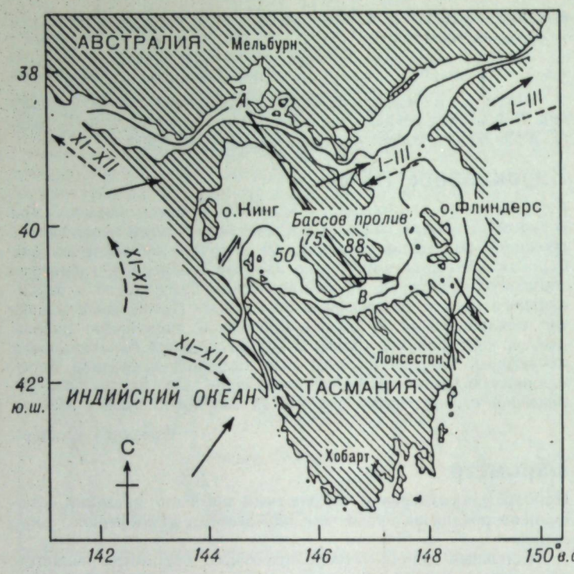


Рис. 1. Карта преобладающих течений, их направлений и месяцы обратных течений в Бассовом проливе. *(Division of Fisheries and Oceanography, Cronulla, Australia)*

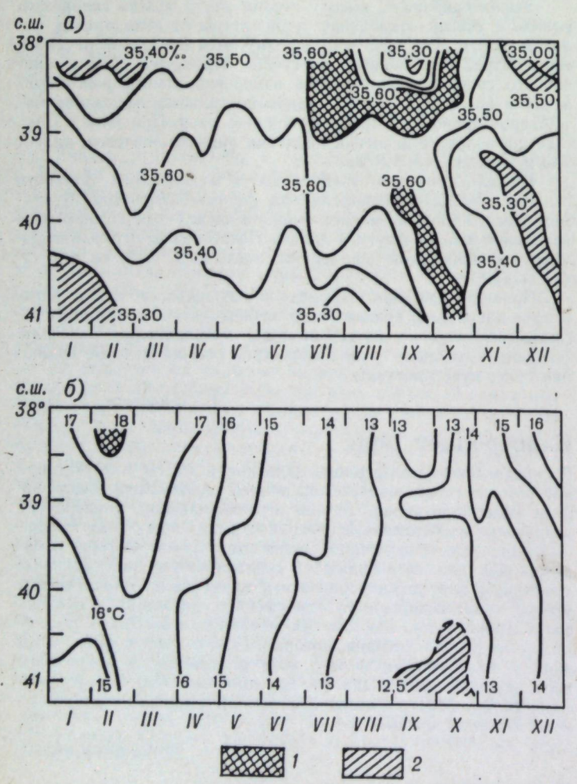


Рис. 2. Изменение солености (*а*) и температуры (*б*) по линии *A—B* (рис. 1). *(Division of Fisheries and Oceanography, Cronulla, Australia)*

1 — максимальные значения, *2* — минимальные значения.

приблизительно 180 тыс. км² при средней глубине 60 м. Фарватер проходит по центральной и северо-западной части пролива(рис. 1). Зимой и ранней весной воды Южного океана входят в Бассов пролив с запада, а с ноября по декабрь преимущественно между о. Кинг и материком (штат Виктория) двигаются субтропические воды с востока. В значительной степени изменения в циркуляции определяют сезонные изменения солености и температуры (рис. 2). С апреля по июль соленость вод Бассова пролива составляет 35,4 ‰; температура 14—16 °С, что типично для вод Южного океана к западу от Тасмании в это время года. С июля по октябрь в Бассов пролив поступают воды с повышенной соленостью (35,6 ‰) от побережья Южной Австралии, а весной и летом поток вод с низкой соленостью (35,0—35,3 ‰) направлен вдоль побережья штата Виктория. С декабря по январь прилегающие к о. Тасмания воды Бассова пролива сильно опресняются в результате стока талых вод главных рек горных районов Тасмании.

Дэвид Дж. Рошфор

Берингово море

Море в северной части Тихого океана площадью 2 268 тыс. км², ограниченное Сибирью, Аляской и Алеутскими островами. Юго-западную часть моря занимает котловина с глубинами, превышающими 3000 м. На северо-востоке расположен широкий совершенно плоский шельф с глубиной менее 100 м. Основная связь с Тихим океаном осуществляется через проливы в западной части Алеутских островов: проливом глубиной 2000 м между о. Атту и Командорскими островами и проливом глубиной 4400 м между Командорскими островами и Камчаткой. Максимальную площадь поперечного сечения имеют следующие проливы между Алеутскими островами: Амчитка (45,7·10⁶ м², глубина 1155 м), Булдырь (28,0·10⁶ м², 640 м) и Амукта (19,3·10⁶ м², 430 м). С Северным Ледовитым океаном Берингово море связано Беринговым проливом шириной 85 км и глубиной 45 м.

Для лета характерны развитая облачность и теплые юго-западные ветры. С июля по октябрь море в основном свободно ото льда. В период с мая по август с континентов стекает большое количество пресной воды, образующейся при таянии снега, что объясняет низкую соленость прибрежных вод.

Зимой преобладают сильные северные ветры, а также ветры переменных направлений, низкие температуры и переменная облачность. Прибрежный лед начинает образовываться в конце октября. Начиная с февраля прибрежный лед образуется в районе Алеутских островов, а морской лед распространяется на юг вплоть до 58° с. ш. (рис. 1). См. *Морской лед.*

Температура и соленость. На шельфе, а также в верхнем 100-м слое происходят значительные сезонные изменения. Зимой температура этого хорошо перемешанного слоя низкая (<0—3 °С), причем подо льдом она достигает точки замерзания (—1,7 °С) (рис. 2). Соленость колеблется между 31 и 33 ‰. Летом температура поверхности моря повышается до 6—10 °С (у берегов часто еще выше), в то время как соленость в открытом море меняется слабо, а у берегов может заметно понизиться (до 25 ‰ или еще ниже). Шельфовые воды обычно стратифицированы: верхний слой в течение лета нагревается, а нижний слой формируется предыдущей зимой.

В котловине воды, расположенные глубже 100 м, испытывают незначительные сезонные колебания. Максимум температуры (3,5—4 °С) локализован на глубине 200—400 м, далее температура понижается и на дне достигает 1,5—1,6 °С. На уровне 100—200 м расположен галоклин, в котором соленость возрастает от низких значений на поверхности примерно до 34 ‰. В глубинных водах соленость постепенно увеличивается, достигая 34,6—34,7 ‰ на дне. См. *Галоклин.*

На вершине галоклина (на глубине около 100 м) летом наблюдается минимум температуры. Частично он образуется за счет охлажденной зимой воды, на которую не оказало воздействие летнее потепление. Вода той же плотности в большом количестве образуется на шельфе и в заливах (особенно в Анадырском заливе) зимой и переносится над котловиной ниже поверхностного слоя.

Приливы и течения. Для Берингова моря характерны полусуточные приливы, на которые накладываются типичные для северной части Тихого океана сильные суточные приливы. Средняя амплитуда приливов варьирует примерно от 1,5 м в районе Алеутских островов до 30 см в Беринговом проливе. Значительно сильнее приливные колебания в Бристольском заливе (>4 м). Приливные течения в большинстве шельфовых районов и котловине невелики (<0,5 м·с⁻¹), однако для узких проливов между Алеутскими островами и у входа

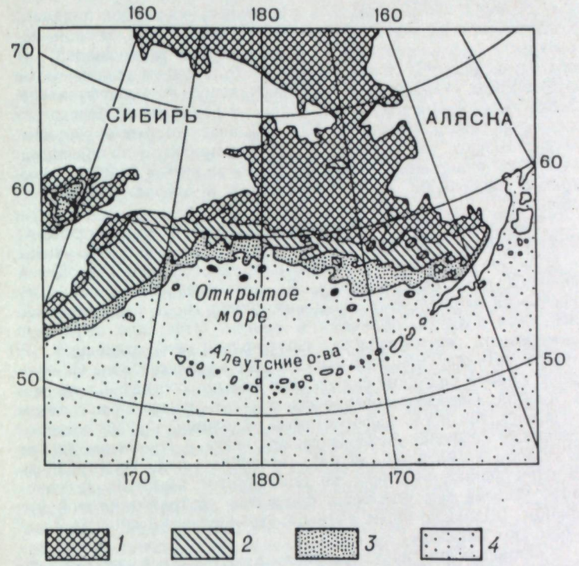


Рис. 1. Южные границы распространения прибрежного и морского льда, февраль. *(По U. S. Navy, Ice Atlas of the Northern Hemisphere, H. O. Publ., no. 550, 1946)*

1 — навигация невозможна, изредка в данный район проникают ледоколы; *2* — навигация невозможна, требуется помощь ледоколов; *3* — район доступен тяжелым судам; *4* — район доступен неусиленным судам.

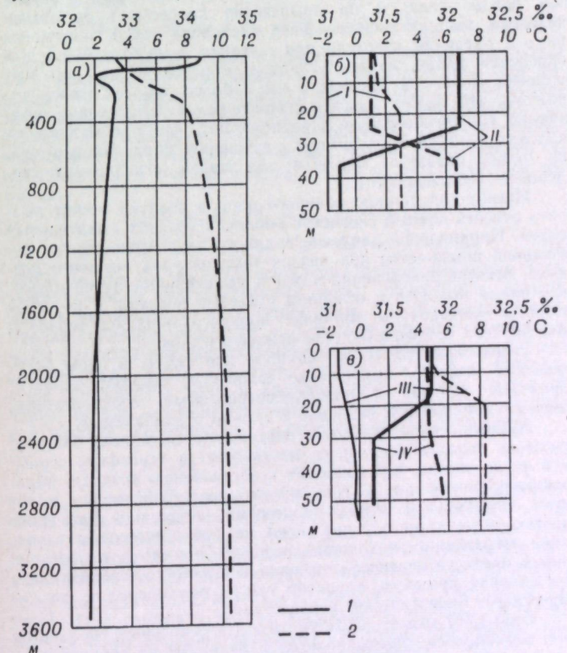


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры (*I*) и солености (*2*).

а — котловинная станция, 55°41′ с. ш., 176°16′ в. д., 17 июля 1962 г.; *б, в* — шельфовая станция: *б* — 62° с. ш., 171° в. д., 10 марта 1955 г. (*I*) и 16 сентября 1962 г. (*II*); *в* — 58° с. ш., 169° в. д., 3 марта 1955 г. (*III*) и 28 июня 1959 г. (*IV*).

в Бристольский залив характерные скорости составляют 2—3 м·с⁻¹.

Неприливные течения (рис. 3) в период с апреля по октябрь имеют тенденцию к движению против часовой стрелки. Поверхностная вода, втекающая через проливы в Алеутских островах в районе 175° в. д., поворачивает на восток, причем скорость течения вдоль северных окончаний островов достигает 0,5 м·с⁻¹. На мелком шельфе Аляски вода движется на север со скоростью 0,1—0,2 м·с⁻¹; вблизи побережья скорость возрастает до 0,5 м·с⁻¹. Сильные северные течения характерны для Берингова пролива, в восточной части которого была зарегистрирована скорость до 2 м·с⁻¹. Общий северный перенос в среднем составляет 1,0·10⁶ м³·с⁻¹. Вдоль побережья Камчатки вода движется в юго-западном направлении и вытекает из Берингова моря. Поскольку циркуляция над котловиной имеет циклоническую направленность, вода, поступающая

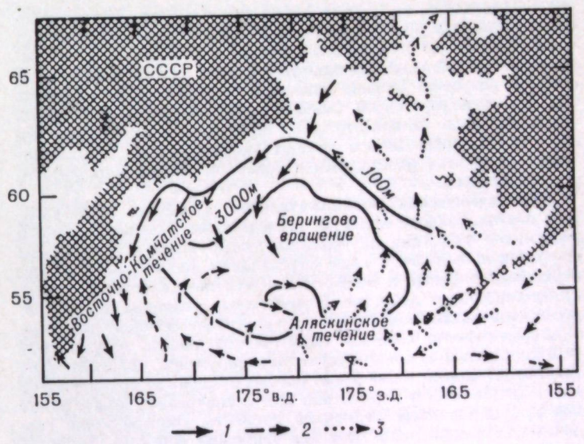


Рис. 3. Циркуляция поверхностных вод, лето.

1 — холодное течение, *2* — смешанное, *3* — теплое.

в Берингово море между 167 и 175° в. д., усиливает описанный выше сток. Зимняя циркуляция фактически неизвестна.

Лоренс К. Коучмен

Лит.: L. K. Coachman et al., *Bering Strait: The Regional Physical Geography*, 1976; A. J. Dodimead, F. Favorite, and T. Hirano, *Review of Oceanography of the Subarctic Pacific Region*, Int. N. Pac. Fish. Comm. Bull. no. 13, pt. 2, 1963; M. A. Sayles et al., *Oceanographic Atlas of the Bering Sea Basin*, 1978; M. Uda, Oceanography of the subarctic Pacific Ocean, *J. Fish. Res. Board Can.*, vol. 20, no. 1, 1963; U. S. Navy, *Ice Atlas of the Northern Hemisphere*, H. O. Publ. no. 550, 1946.

Биоклиматология

Изучение влияния окружающей природной среды на живые организмы. Такие влияния могут быть или непосредственными, например влияние температуры воздуха на тепловой режим организма, или косвенными, например влияние окружающей среды на состав пищи. В данной статье будут обсуждаться только непосредственные влияния. Резких различий между естественными и антропогенными факторами, оказывающими те или иные воздействия, нет. Так, например, дым лесного пожара, возникшего от удара молнии, естественного происхождения, а дым из печных труб антропогенного.

Биоклиматология включает в себя исследования по биометеорологии, климатофизиологии, климатопатологии, изучение загрязнения воздуха и др. Наибольшее внимание уделяется связям между метеорологией и физиологией. Существует деление разделов биоклиматологии в зависимости от временны́х масштабов изучаемого процесса. Так, процессы с характерным временем от нескольких часов до нескольких суток исследуются биометеорологами, от нескольких лет до столетий — биоклиматологами, от тысячелетий и более — палеоклиматологами. Помимо этого, в биоклиматологии можно выделить два основных раздела — биоклиматологию растений и биоклиматологию человека и животных.

Решение проблем биоклиматологии растений требует изучения климатических характеристик, таких, как температура, осадки, скорость ветра и ее изменчивость, а также особенностей механизма турбулентного обмена и, наконец, влияния всех этих факторов на растительность. Наиболее важными из

этих факторов, определяющих развитие растений, являются следующие:

1. Фотохимические процессы, такие, как фотосинтез и фототаксис. Для фотосинтеза необходим свет в синем и красном участках спектра, влага, получаемая растительностью из почвы через корни, а иногда из воздуха, и углекислый газ, поступающий из атмосферы. Все эти необходимые компоненты фотосинтеза зависят от погоды и климата.

2. Эвапотранспирация через наружный покров и устьица листвы. Этот процесс зависит от степени доступности растениям почвенной влаги и от ее прохождения от корней к листьям, от содержания водяного пара в окружающем воздухе и скорости ветра.

3. Получение из почвы соединений натрия, калия, фосфора, кальция и других химических веществ.

4. Защита от таких приводящих к гибели растений явлений, как заморозки, высыхание листвы (когда поступление влаги к растению меньше эвапотранспирации) и ее перегрев. См. *Микрометеорология, Сельскохозяйственная метеорология.*

В области биоклиматологии человека и домашних животных выполнено много крупных исследований. В дальнейшем, однако, мы рассмотрим в основном только биоклиматологию человека.

Фотохимическая биоклиматология. Наиболее существенным в этом разделе является исследование влияния прямой и рассеянной радиации на человека. Загар кожи и воздействие на роговую оболочку глаз обусловлены денатурацией нуклеиновой кислоты и белка кожи, что вызывает местное гистаминоподобное действие. В природных условиях такие процессы возникают под влиянием ультрафиолетовой радиации с длинами волн 0,30—0,31 мкм. Появлению и дальнейшему усилению загара препятствует экранирующее действие трех элементов кожи: пигментов, рогового слоя и ураниковой кислоты. Пигменты коричневой или очень темной кожи, равно как индуцированные радиацией пигменты светлой кожи различных оттенков, действуют как защитные фильтры. Толщина рогового слоя кожи растет по мере облучения ультрафиолетовой радиацией, но какова при этом степень защиты от радиации, до сих пор еще не выяснено. Третий экранирующий фактор — ураканиковая кислота — является продуктом ферментативного действия L-гистидина аминокислоты, содержащейся в поте. Слой пота толщиной 1 мм поглощает 50 % ультрафиолетовой радиации естественного происхождения с длиной волны 0,3 мкм и почти 100 % ультрафиолетовой радиации от ртутной лампы с длиной волны 0,25 мкм. Солнечная эритема проявляется после нескольких минут облучения. Для того чтобы избежать солнечного ожога, следует прекращать солнечные ванны сразу же после того, как линия раздела между участками кожи, освещенными солнцем и затененными одеждой, станет заметной.

Существует два вида солнечной пигментации: непосредственная и замедленная. Последняя наблюдается преимущественно у людей со светлой кожей, возникает она спустя некоторое время после солнечного облучения. Непосредственная пигментация характерна для жителей Южной Европы и Японии и появляется сразу после 30-минутного пребывания на солнце. Такая пигментация образуется под действием длинноволнового участка ультрафиолетовой области спектра солнечной радиации (0,32—0,4 мкм) и, возможно, видимого света.

Частое солнечное облучение в течение многих лет приводит к потере эластичности кожи (что характерно для моряков) и может вызвать раковые заболевания кожи. Эти заболевания возникают чаще всего на тех участках кожи, которые больше других подвержены солнечному облучению. Канцерогенность солнечного облучения подтверждена данными статистики заболеваний, а также результатами опытов с животными, в ходе которых грызуны подвергались очень сильному ультрафиолетовому облучению от искусственных источников.

Если искусственно создаваемое ультрафиолетовое излучение с короткими длинами волн легко убивает бактерии, то подобное воздействие естественного солнечного света сильно ослаблено, поскольку в его спектре отсутствуют столь короткие волны.

Витамин D вырабатывается из естественных стеролов в растениях, в частности в кормовых травах, и в кожном покрове человека под действием солнечной ультрафиолетовой радиации.

Принято считать, что солнечная ультрафиолетовая радиация благотворно действует на кровообращение и организм человека, но чрезмерное увлечение загаром препятствует серьезным исследованиям этого вопроса. Очень трудно отделить воздействие непосредственно ультрафиолетовой радиации от влияния воздушных ванн, купанья и чисто психологических факторов.

Большая часть прямой и рассеянной радиации попадает в глаз человека после отражения от облаков и земной поверхности. Количество света, достигающего глаз, зависит от его интенсивности, угла падения, альбедо окружающей среды и характера отражения от нее (зеркального или диффузного). Зеркальное отражение от поверхности воды, льда, блестящих металлов, снега и белого песка бывает достаточно ярким, чтобы вызвать раздражение глаз. Как правило, солнцезащитные очки равномерно ослабляют весь видимый участок спектра и поглощают ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию.

Ультрафиолетовая радиация, наиболее важные воздействия которой описаны выше, представляет собой излучение с длинами волн около 0,3 мкм, т. е. вблизи коротковолновой границы солнечного спектра. Ее поступление к земной поверхности зависит от поглощения озоном и от рассеяния молекулами воздуха, облаками и смогом. Отчетливо выражена зависимость интенсивности ультрафиолетовой радиации от зенитного угла солнца и высоты над уровнем моря. Обычно в рассеянной радиации содержится больше ультрафиолета, чем в прямой. Снежная поверхность хорошо отражает как видимый свет, так и ультрафиолетовую радиацию, чем объясняется слепящее действие свежевыпавшего снега и появление загара в обычно затененных местах, например под подбородком. В естественных условиях ни одно другое вещество не отражает больше чем несколько процентов ультрафиолетовой радиации, несколько более высокой отражательной способностью обладают металлы.

Проникающая ионизирующая радиация в естественных условиях состоит из β- и γ-лучей радиоактивных минералов и вторичного излучения мезонов и нейтронов — продуктов космической радиации. Ионизация под воздействием этих факторов на высотах менее 18 км не превышает $1{,}03 \cdot 10^{-5}$ Кл · кг$^{-1}$ в сутки и, вероятно, практического значения не имеет.

Биоклиматология воздуха. Газовые составляющие воздуха, такие, как кислород и водяной пар, влияют и на тепловой баланс тела, и на химические процессы в организме человека. Парциальное давление кислорода (pO_2), поступающего в организм человека при дыхании и необходимого для окисления крови, зависит главным образом от высоты над уровнем моря. На высотах 3 км и более pO_2 настолько понижено, что может вызвать специфическое заболевание, именуемое горной болезнью. Предполагают, что пребывание на высотах 1—2 км способствует улучшению циркуляции крови, но может оказаться опасным для людей, страдающих сердечными заболеваниями.

Низкое содержание водяного пара в воздухе может вызвать сухость кожи и слизистой оболочки верхних дыхательных путей. Парциальное давление водяного пара даже внутри помещений понижается при низких температурах внешнего воздуха. Многие заболевания кожи и дыхательных путей в зимнее время вызваны в основном сухостью воздуха, а не понижением температуры. Влияние водяного пара на тепловой баланс тела человека будет обсуждаться ниже.

Углекислый газ (CO_2), водяной пар (H_2O) и пары органических веществ, выделяемые человеком, создают неблагоприятные условия в плохопроветриваемых, переполненных людьми помещениях, особенно в сильно отапливаемых.

Промышленные выбросы, извержения вулканов, большие пожары, пыльные бури и др. поставляют в атмосферу огромное число частиц, что приводит к загрязнению воздуха, образованию смогов и т. д. Ни одна биоклиматологическая проблема, связанная с этими процессами, не может быть полностью решена до тех пор, пока не будут выяснены источники загрязнения, механизмы переноса примесей, их изменения в процессе переноса, значения концентрации вблизи мест поглощения примесей, характер такого поглощения и его химические и биологические последствия.

Примером может служить озон (O_3), который образуется при воздействии ультрафиолетовой радиации на верхние слои атмосферы, при грозовых разрядах и под действием солнечных лучей на смог (например, в Лос-Анджелесе). Озон стратосферного происхождения поступает в более низкие слои атмосферы за счет турбулентного обмена и нисходящих движений воздуха и может вызвать интоксикацию у экипажа самолетов, совершающих рейсы на высотах около 15 км. Действием озона объясняется ряд заболеваний при смоге, например глазные заболевания у жителей Лос-Анджелеса. К очень опасным последствиям приводит проникновение озона в дыхательные органы, особенно в легкие, естественная структура поверхности которых нарушается под влиянием процессов окисления. Это вызывает сначала кашель, а затем — быструю утомляемость организма. Концентрация озона, близкая к 0,5 млн$^{-1}$, является токсичной. См. *Атмосферный озон.*

Повышенные концентрации CO, NO, NO_2, SO_2 и других соединений встречаются преимущественно при неполном сгорании топлива. Многие побочные продукты этого процесса обладают высокой гигроскопичностью, служат ядрами конденсации и при малой влажности воздуха способствуют возникновению специфических типов смогов, характерных, например, для Лос-Анджелеса. В дальнейшем состав таких смогов усложняется в результате химических реакций между углеводородами, двуокисью азота и другими веществами под влиянием интенсивной солнечной радиации. Смоги, образующиеся при большой влажности, характерны для Лондона. См. *Смог.*

Проникновение газов через кожный покров человека весьма незначительно. Исключение составляют такие легко проницаемые участки, как потрескавшиеся губы, мошонка и др.

Аэрозольная биоклиматология. Твердые или жидкие взвеси в атмосфере оказывают влияние на кожный покров и дыхательные органы человека. Наибольший интерес вызывает влияние заряженных частиц ионов. В течение длительного времени велась дискуссия о благотворном или отрицательном воздействии большого числа частиц, обладающих зарядом одного знака, на организм человека. Согласно данным физиологических тестов, наличие заряженных частиц способствует росту живых клеток, но может усиливать приступы сенной лихорадки. Было установлено, что наличие отрицательных зарядов с концентрацией ионов около 10^3—10^4 см$^{-3}$, как правило, оказывает благотворное воздействие на организм. Предполагается, что эти данные помогут объяснить некоторые результаты статистической биоклиматологии. См. *Загрязнение атмосферы, Химия атмосферы.*

Термическая биоклиматология. В этом подразделе описывается зависимость теплового баланса человека от атмосферных условий. Основное исходное соотношение записывается в виде

$$M - C_т \, d\vartheta_т/dt + H_к = H_д + H_а + H_и + R, \qquad (1)$$

где M — поступление тепла за счет метаболических процессов, $C_т$ — теплоемкость тела человека, R — обмен теплом при дыхании, $\vartheta_т$ — средняя температура тела человека, $H_к$ — баланс коротковолновой радиации, $H_д$ — баланс длинноволновой радиации, $H_и$ — затраты тепла на испарение, $H_а$ — турбулентный обмен с атмосферой, t — время. Члены, описывающие теплообмен через кожный покров, выражаются следующим образом:

$$H_к = S\varepsilon_к A_к, \; H_д = k_д (\vartheta_п - \vartheta_в) A_д,$$
$$H_а = k_а (\vartheta_п - \vartheta_в) A_а, \; H_и = k_и (e_п - e_в) A_и. \qquad (2)$$

Здесь $A_к$, $A_д$, $A_а$, $A_и$ — относительные доли поверхности тела, участвующие в соответственных видах теплообмена, зависящие, в частности, от положения тела; S — приходящая суммарная солнечная радиация; $\varepsilon_к$ — поглощательная способность кожи человека для коротковолновой радиации, равная 0,6 для светлой кожи и 0,9 для очень темной; $\vartheta_п$ и $\vartheta_в$ — температуры поверхности тела и окружающего воздуха соответственно; $e_п$ и $e_в$ — давление водяного пара на поверхности тела и в воздухе. Коэффициент $k_д$ определяется соотношением

$$k_д = \varepsilon_д \sigma \left(T_п^4 - T_в^4\right)(\vartheta_п - \vartheta_в)^{-1}, \qquad (3)$$

где $\varepsilon_д$ — поглощательная способность кожи для длинноволновой радиации, равная 0,98; $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}$ Вт · м$^{-2}$ · К$^{-4}$ — постоянная Стефана—Больцмана; $T_в$ и $T_п$ — абсолютные температуры воздуха и поверхности тела соответственно. По экспериментальным данным получена зависимость коэффициента $k_а$ от скорости ветра: $k_а = 7{,}3\sqrt{v}$, где v в м · с$^{-1}$, $k_а$ в Вт · м$^{-2}$ × ×К$^{-1}$. При слабом ветре $k_а$ принимается равным 3,8 в тех же единицах. Подобие процессов турбулентного обмена для тепла и влаги позволяет получить соотношение

$$k_и = 1{,}89 k_а, \qquad (4)$$

где $k_и$ в Вт · м$^{-2}$ · гПа$^{-1}$. Приведенные выше соотношения справедливы применительно ко взрослому человеку, находящемуся в состоянии покоя на уровне моря, и относятся к единице поверхности тела, участвующей в тепло- и влагообмене с окружающей средой.

Тепловой баланс одетого человека описывается следующим соотношением:

$$\vartheta_п - \vartheta_в = M A_а^{-1} k_о^{-1} + (M + H_к) A_а^{-1} (k_а + k_д)^{-1}, \qquad (5)$$

где $k_о$ — теплопроводность одежды; кроме того принято, что $A_д = A_а$, $H_и = 0$ и $d\vartheta/dt = 0$. Поглощательная способность одежды учитывается коэффициентом $\varepsilon_к$ в выражении для $H_к$. Если $k_а \gg k_о$ (сильный ветер, плотная одежда), приток тепла от солнечной радиации делается несущественным.

Относительная влажность кожи определяется как $r_п = e_п E_п^{-1}$, где $E_п$ — давление насыщенного водяного пара при температуре поверхности кожи. При потоотделении относительная влажность кожи достигает 100 %, при его отсутствии она обычно ниже 60 %. При влажности менее 10 % на коже могут образоваться трещинки.

Перенос влаги через кожный покров в окружающую среду осуществляется потоотделением и диффузией. Интенсивность диффузии в единицах обмена теплотой фазовых превращений воды равна в среднем 1 Вт · м$^{-2}$. Диффузионный поток влаги может быть и другого знака, т. е. направлен из воздуха в подкожные слои. Процесс потоотделения требует больших затрат тепловой энергии — до 700 Вт · м$^{-2}$ и более. Потоотделение регулируется физиологически двумя путями: путем изменения температуры тела и покрытием кожи пленкой влаги. Основным определяющим фактором здесь является температура гипоталамуса, температура кожи служит промежуточным звеном в процессе теплорегуляции. Кожа, полностью покрытая потом или влагой после купания, резко снижает потери влаги через потоотделение (примерно в четыре раза). Этот эффект отсутствует при высокой концентрации солей в поте, обусловленной испарением влаги с кожного покрова.

Потери тепла и влаги при дыхании незначительны, за исключением случаев гипервентиляции при пониженном давлении. Обычно эти потери мало изменчивы, поскольку температура выдыхаемого воздуха падает по мере того, как понижается температура и влажность окружающей среды.

Человек сравнительно легко приспосабливается к таким элементам климата, как радиация, скорость ветра, которая определяет интенсивность теплообмена тела с воздухом, и осадки. К высоким значениям температуры и влажности окружающей среды адаптироваться труднее, чем к низким. Температура тела поддерживается постоянной за счет изменения притока крови к периферическим тканям, в силу чего изменяется и температура поверхности кожи. При низких температурах генерация метаболического тепла увеличивается при выполнении работы, связанной с физическими усилиями. В условиях высоких температур окружающей среды потоотделение увеличивает потери тепла за счет испарения ($H_и$). Такого рода предохранительная терморегуляция эффективна только в течение определенных периодов времени, продолжительность которых лимитируется изменениями температуры кожи (кожа может замерзнуть или покрыться ожогами), а затем и изменениями температуры тела. Реакция организма на внешние воздействия изменяется с возрастом, зависит от пола, состояния здоровья, тренированности и способности к адаптации. Известно, что частые непродолжительные термические нагрузки, особенно воздействие холода, способствуют восстановлению многих ослабленных функций организма. Такого рода процедуры очень полезно сочетать с физическими упражнениями.

Для теплового баланса человека наиболее важным элементом климата является локальная температура воздуха, причем в холодном окружении интенсивность охлаждения тела увеличивается с ростом скорости ветра. Для человека, тепло одетого или находящегося в помещении с хорошей теплозоляцией, определяющим климатическим фактором является в первую очередь температура воздуха (см. равенство (5)). Расход тепла на обогрев здания пропорционален числу градусо-дней, т. е. числу дней, умноженному на $(\alpha - \vartheta_в)$, где α — условная комнатная температура, равная примерно 22 °С. Для расчетов потерь тепла отдельным человеком на открытом воздухе таких простых формул получить не удается из-за разнообразия видов и форм одежды.

При температурах выше 25 °С начинается потоотделение, При высокой влажности интенсивность испарения с увлажненной кожи уменьшается, поэтому сочетание различных значений температуры и влажности воздуха характеризует условия существования в жарком влажном климате. На основании анализа теплоощущений человека при различных сочетаниях значений этих метеоэлементов было разработано понятие эффективной температуры (ЭТ), которая равна примерно полусумме значений температуры воздуха и точки росы. В США областью высоких значений ЭТ, т. е. зоной максимального дискомфорта, в летнее время является побережье Мексиканского залива, особенно устьевая часть долины реки Рио-Гранде (средняя ЭТ равна здесь 26—27 °С). В Индас-Валли ЭТ

достигает 28,5 °С, а ее максимальные значения на всем земном шаре (29,7 °С) зарегистрированы на побережье Сомали в Зейле. На рис. 1 приведена карта распределения по территории США расходов энергии как на отопление, так и на искусственное охлаждение зданий, выраженных в суммах градусо-дней. Большие значения этих сумм характеризуют как крайнюю дискомфортность внешних климатических условий, так и значительные расходы на отопление или кондиционирование воздуха. См. *Эффективная температура теплоощущений человека.*

Микроклиматические условия могут усилить дискомфортность местности. Значения температуры и влажности воздуха в безветренные ясные ночи обычно намного ниже их средних суточных значений, особенно в низинах. Днем под действием

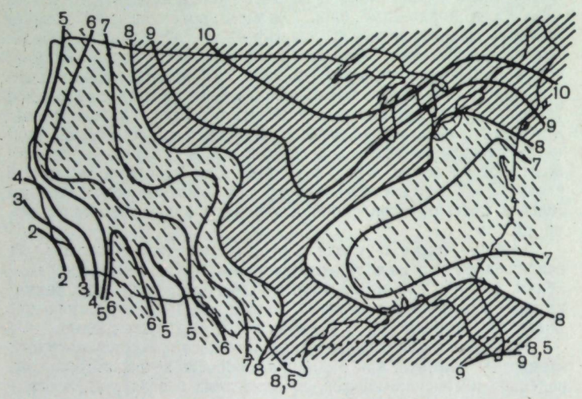


Рис. 1. Сумма градусо-дней (1000° F·сут) при отоплении и удвоенного числа градусо-дней при охлаждении зданий *(По K. J. K. Buettner, Human aspects of bioclimatological classification, in S. W. Tromp, ed., Biometeorology, Pergamon Press, 1962)*

солнечных лучей температура ряда поверхностей, например песка на пляжах, стен зданий, кузовов автомашин, может превышать температуру воздуха на 40 °С.

Экстремальные климаты и микроклиматы. Некоторые метеорологические условия человек может переносить только в течение ограниченного периода времени, поскольку эти условия либо разрушают защитные механизмы, либо причиняют непосредственный ущерб отдельным частям тела. Первый тип воздействий приводит к нарушению температурной регуляции и кровообращения, что сопровождается обычно поражениями кожного покрова.

Длительность таких воздействий без опасных последствий зависит в первую очередь от температуры воздуха и стен при условии, что в помещении отсутствует искусственная вентиляция и другие источники радиации, кроме стен. Другие более сложные условия могут характеризоваться соответствующими температурными эквивалентами. На рис. 2 схематически показаны границы интервалов времени — от нескольких секунд до времени жизни человека, в течение которых пребывание в условиях, характеризуемых различными значениями температурных эквивалентов, не приводит к опасным последствиям. Примеры отдельных экстремальных климатических условий приводятся ниже.

1. Жаркие пустыни. Температура воздуха 50—60 °С, парциальное давление водяного пара 10—15 гПа, интенсивная солнечная радиация и сильный ветер. Организм не может достичь теплового равновесия с окружающей средой в течение нескольких часов, при этом учащается сердцебиение, повышается температура тела. Кожа сухая, покрыта частицами соли. Потери влаги через кожный покров намного меньше тех, которые необходимы для того, чтобы затраты тепла на испарение выступившей влаги могли компенсировать приток тепла к телу за счет коротковолновой и длинноволновой радиации и турбулентного обмена с окружающим воздухом.

2. Джунгли. В экстремальных условиях температура воздуха в джунглях достигает примерно 30 °С, а влажность — 40 гПа. В таких условиях кожа человека полностью увлажнена, но испарение с нее ослаблено из-за высокой влажности окружающего воздуха. Хорошим индикатором дискомфортности климата этих областей является эффективная температура. Наиболее неблагоприятны для здоровья человека локально увлажненные местности в окружении жарких пустынь.

3. Пожары. Во время пожаров в лесных массивах или населенных пунктах температура пламени в очагах сгорания достигает 600—900 °С. Ожоги кожи могут быть вызваны как непосредственными контактами с пламенем, так и процессами излучения и конвекции. От радиационных воздействий могут

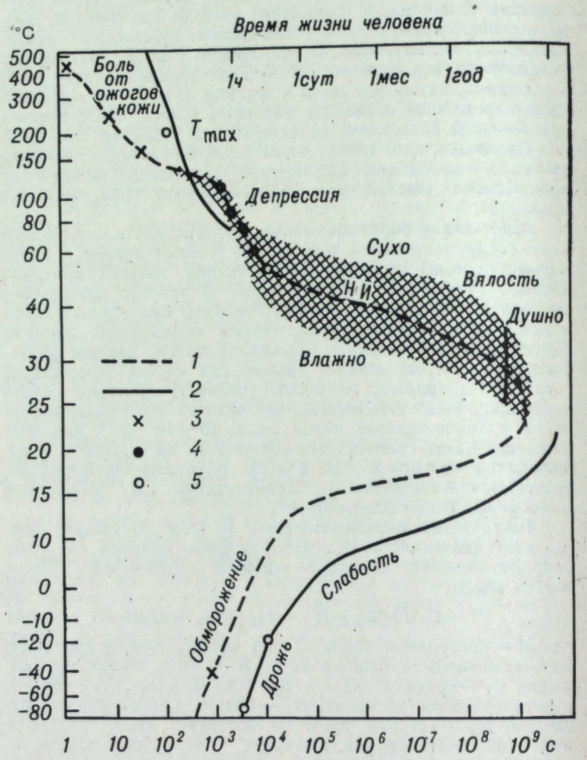


Рис. 2. Границы безопасных интервалов времени, в течение которых находящийся в покое здоровый человек, обнаженный или частично одетый, подвергается воздействиям положительных и отрицательных эффективных температур. *(По K. J. K. Buettner, Space medicine of the next decade as viewed by an environmental physicist, U. S. Armed Forces Med. J., 10: 416, 1959)*

В помещении не было искусственной вентиляции и источников радиации, температура воздуха и стен поддерживалась одинаковой.
НИ — самое высокое значение сочетания температуры и влажности в Нью-Йорке, T_{max} — максимальная эффективная температура, зарегистрированная во время опытов; *1* — обнаженный или частично одетый человек, *2* — человек в одежде толщиной 1 см; данные эксперимента: *3* — обнаженный человек, *4* — человек в легкой одежде, *5* — полностью одетый человек, лицо открыто.

предохранять специальные костюмы с алюминиевым покрытием. Вблизи больших пожаров радиационный поток тепла может достигать $4{,}5 \cdot 10^4$ Вт·м$^{-2}$. При облучении с такой интенсивностью в течение 1 с у человека появляются болевые ощущения, а при увеличении времени облучения возникают ожоги. Поражение людей при пожарах обусловлено преимущественно радиационными процессами, а не непосредственными контактами с пламенем. Вдыхание горячего воздуха и недостаток кислорода имеют гораздо меньшее значение по сравнению с отравляющим действием окиси углерода.

4. Обмораживание. Сильное охлаждение тела под действием ветра при низких температурах воздуха может свести на нет локальные защитные реакции организма, нарушить циркуляцию крови в кожном покрове, разрушить мелкие кровеносные сосуды. Образовавшиеся кристаллы льда могут повредить клетки тканей. При соприкосновении с холодным металлом при температуре ниже —30 °С кожа примерзает к нему, и при ее механическом отрыве могут возникнуть раны.

5. Несчастные случаи и разрушения, связанные с погодными явлениями. В США за период 1901—1960 гг. среднее годовое число смертей, вызванных опасными погодными явлениями, составляет: от ураганов — 100, торнадо — 150, гроз — 175, наводнений — 80, снежных и ледяных бурь — 200. Вероятно, почти такое же число смертельных случаев наблюдается во время слишком жаркой погоды и в периоды смога. В неурожайные годы множество людей гибнет от голода. Однако эти цифры постепенно уменьшаются.

Статистическая биоклиматология. В этой области биоклиматологии исследуются статистические связи между погодой и климатом, с одной стороны, и результатом их воздействия на человека — с другой. Наиболее важные работы ведутся по сопоставлению клинических данных с текущими изменениями погоды. При анализе двух типов погоды было установлено следующее: 1) прохождение фронтов и центров низкого давления, а также восходящие движения воздушных масс часто совпадают с приступами грудной жабы и эмболии (закупорка кровеносных сосудов), 2) случаи фена и процессы циклогенеза коррелируют с нарушением кровообращения, психическими расстройствами, почечными коликами, а также с ростом числа транспортных аварий. Считается, что существует связь между солнечной активностью и ростом смертности в больших городах, особенно в результате психических заболеваний. См. *Климатология, Погода.*

Климатотерапия. Этот способ лечения скорее можно принять на веру, чем получить точные доказательства его успешности. Пребывание на курортах тесно связано с такими неклиматическими факторами, как изменение образа жизни, питания, физической нагрузки, а также с психологическими стимулами. Ощущение пребывания в отпуске уже само по себе может оказаться целительным. Климатические районы, полезные для здоровья, расположены вне зон экстремальных температур, особенно вне зон максимальных эффективных температур. Воздух в этих районах не должен содержать дыма, смога, выхлопов автомобильных газов, примесей, вызывающих различного вида аллергии, выбросов из заводских труб и вулканов.

Солнечная ультрафиолетовая радиация и природные радиоактивные вещества, вообще говоря, вредны для здоровья. Пребывание на свежем воздухе — в целом полезное — обычно сопровождается облучением части кожного покрова солнечной ультрафиолетовой радиацией и появлением загара. Можно ли считать загар индикатором здоровья — вопрос крайне спорный. Для большинства людей могут быть полезны умеренные тепловые воздействия ветра, волн, изменений температуры воздуха. Адаптация к новым временным зонам является наиболее трудной формой адаптации при межконтинентальных перелетах вдоль круга широт.

Дж. К. Конрад, К. Бютнер, Е. Ландсберг

Лит.: F. Becker et al., *A Survey of Human Biometeorology*, World Meteorol. Organ. Tech. Note no. 65, 1964; K. Buettner, *Physikal ische Bioklimatologie*, 1938; K. Buettner et al., Biometeorology today and tomorrow, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 48: 378—393, 1967; G. E. Folk, *Introduction to Environmental Physiology*, 2d ed., 1974; H. E. Landsberg, *Weather and Health*, 1969; S. Licht (ed.), *Medical Climatology*, Physical Medicine Library, vol. 8. 1964; J. H. Prince, *Weather and the Animal World*, 1975; S. W. Tromp and W. H. Weihe (eds.), Biometeorology Two, in *Proceedings of the 3d International Bioclimatological Congress*, pts. 1 and 2, 1967.

Доп. лит.: Айзенштат Б. А., Лукина Л. П. Биоклимат и микроклимат Ташкента.— Л., 1982.

Бор

Приливное повышение уровня в реке, которое перемещается так быстро, что вода движется вверх по реке как бы в виде стены. Высота бора часто превышает 1 м. Образованию бора благоприятствуют значительная высота прилива, а также сильное поднятие ложа и сужение русла вверх по реке. Эти условия настолько важны, что бор наблюдается далеко не везде. При уменьшении глубины реки крутизна приливной волны увеличивается. При достаточно большой крутизне образуется бор (рис. 1). При сужении русла также увеличивается высота прилива. Поскольку высота прилива максимальна в сизигии, в ряде рек бор существует только в эти моменты времени. Хотя бор носит характер ударной волны, уровень воды продолжает повышаться и после его прохождения, причем это последующее повышение уровня иногда больше высоты бора (рис. 1). Появление бора можно предотвратить, если изменить глубину и форму русла реки. См. *Приливы, Речные приливы.*

В Северной Америке бор наблюдается в трех районах: в зал. Фанди (рис. 2), в Калифорнийском заливе и зал. Кука (Аляска). Самый сильный в мире бор отмечается на р. Фугуньцзян в Китае. Здесь в сизигии высота бора достигает

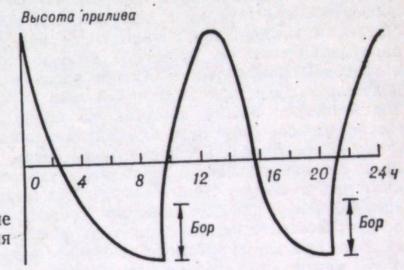


Рис. 1. Приливные колебания уровня реки и бор.



Рис. 2. Бор на реке Птикодиак, впадающей в зал. Фанди (провинция Нью-Брансуик, Канада); высота бора около 1,2 м. *(New Brunswick Travel Bureau)*

4,5 м, а скорость его перемещения вверх по реке составляет 7,5 м·с$^{-1}$.

Блэйр Кинсмен

Ветер

Движение воздуха относительно земной поверхности. Обычно имеют в виду горизонтальное движение (в отличие от вертикальных движений воздуха), осредненное за интервал времени порядка 1—3 мин. Благодаря такому осреднению исключаются микромасштабные пульсации (с периодом несколько секунд) и другие достаточно малые возмущения. Выбор интервала осреднения в пределах 1—3 мин дает возможность исследовать как часовую и суточную изменчивость ветрового режима, так и крупномасштабные особенности общей циркуляции атмосферы.

Непосредственным результатом воздействия ветра на земную поверхность является эрозия почвы, изменение характера растительного покрова, повреждение зданий и образование волн на водной поверхности. Ветер на более высоких уровнях определяет условия полетов самолетов, реактивных снарядов и баллистических ракет, способствует распространению в атмосфере промышленных примесей, радиоактивных продуктов ядерных взрывов, пыли, вулканического пепла и других веществ.

С ветром прямым или косвенным образом связаны возникновение и перенос облаков, осадки, перемещение холодных и теплых воздушных масс из одного района земного шара в другой. См. *Измерение характеристик ветра, Общая циркуляция атмосферы.*

Циклоническая и антициклоническая циркуляция. Движения воздуха в системе воздушных течений, определяемые криволинейными линиями тока (характеризующими направление ветра в данный момент времени); воздух при этом находится во вращательном движении вокруг центральной точки циклона или антициклона. Движение считается циклоническим, если направление вращения воздуха совпадает с направлением вращения Земли относительно вертикальной оси, проходящей

через центральную точку; в противном случае движение считается антициклоническим. Отсюда следует, что при циклонической циркуляции распределение линий тока соответствует вращению воздуха вокруг центральной точки в направлении против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном полушарии, тогда как антициклонической циркуляции отвечает вращение воздуха по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном полушарии. Если при этом линии тока образуют ряд замкнутых кривых с общим центром, то такую систему называют соответственно циклоном или антициклоном. Так как ветер в атмосфере близок к градиентному ветру, центр циклона на карте должен в точности совпадать с точкой, где атмосферное давление достигает минимального значения. Поэтому часто употребляемые понятия «циклон», «область низкого давления» и «барическая депрессия» означают фактически одно и то же. Из формулы для скорости градиентного ветра вытекает также, что в центре антициклона атмосферное давление должно достигать своего максимума, так что термины «антициклон», «область высокого давления» и «барический максимум» можно употреблять как синонимы.

Циклоны и антициклоны широко распространены в нижней тропосфере на всех широтах. На более высоких уровнях в атмосфере циклоны наблюдаются главным образом в субполярной области, а антициклоны — в субтропической. В умеренных широтах в атмосфере преобладает западный перенос, но линии тока испытывают волнообразные возмущения, связанные с чередованием областей антициклонической (гребни) и циклонической (ложбины) циркуляции.

Хотя атмосфера никогда не находится в состоянии полного покоя, принято говорить о циклонической и антициклонической циркуляциях как об атмосферных возмущениях. Поскольку процессы образования облаков и осадков, а также перенос облаков тесно связаны с характером циркуляции в циклонах, антициклонах, барических гребнях и ложбинах, последние тем самым определяют и изменения условий погоды.

Часто используется более строгое определение циркуляции, согласно которому циркуляция вектора скорости вдоль замкнутого контура S, ограничивающего произвольную область, определяется соотношением

$$C = \oint v_t \, dS, \qquad (1)$$

где интегрирование производится вдоль границы выбранной области; dS — элемент длины замкнутой кривой S; v_t — касательная к этой границе составляющая вектора скорости, которая считается положительной в случае циклонической циркуляции вдоль контура S и отрицательной при антициклонической циркуляции. В соответствии с этим определением циркуляция может быть положительной (циклонической) или отрицательной (антициклонической) даже в том случае, когда линии тока в рассматриваемой области представляют собой прямые линии, так как величина C зависит от скорости ветра. См. *Атмосфера, Геострофический ветер, Градиентный ветер, Облака, Осадки, Шторм.*

Конвергентное и дивергентное распределение скорости ветра. Поля горизонтальной компоненты скорости и плотности воздуха в некоторой области, которые обусловливают соответственно увеличение или убывание массы воздуха в этой области. Согласно строгому определению, средняя горизонтальная дивергенция массы (количества движения) для произвольной области A, ограниченной замкнутой кривой S, определяется по формуле

$$D = \frac{1}{A} \oint \rho v_n \, dS, \qquad (2)$$

где интегрирование производится по замкнутой кривой S, являющейся границей выбранной области; ρ — плотность воздуха; v_n — нормальная составляющая вектора скорости ветра на границе области, которая считается положительной, если она направлена из области наружу, и отрицательной, если она направлена внутрь этой области. Таким образом, конвергенция является синонимом отрицательной дивергенции. В случае когда изменения плотности воздуха пренебрежимо малы, используются аналогичные понятия дивергенции и конвергенции скорости. Горизонтальная дивергенция (конвергенция) количества движения неразрывно связана с вертикальной составляющей скорости. Поскольку локальные изменения плотности воздуха по времени сравнительно невелики, горизонтальная конвергенция массы в некоторой области пространства должна привести к оттоку воздуха из этой области в вертикальном направлении, иначе не будет выполняться условие сохранения массы в данном объеме. В частности, если нижняя граница области совпадает с земной поверхностью, то на верхней ее границе должны существовать восходящие движения воздуха. Аналогично этому дивергенция массы в данной области приводит к возникновению нисходящих движений непосредственно над этой областью.

Горизонтальная дивергенция (конвергенция) массы в известной мере определяет тип циркуляции. В случае конвергентного поля ветра преобладает циклоническая циркуляция, а при дивергентном поле ветра движение становится антициклоническим.

В области, куда перемещается циклон, наблюдаются конвергентное распределение ветра и, следовательно, восходящие вертикальные движения, охватывающие почти всю толщу тропосферы. Поскольку с подъемом влажного воздуха связана конденсация содержащегося в нем водяного пара, для этой области характерны значительная облачность и осадки. В противоположность этому в области, находящейся на пути движения антициклона, отмечаются дивергентное распределение ветра и, следовательно, нисходящие движения воздуха в большей части тропосферы. Здесь облака и осадки, как правило, незначительны, а в ряде случаев вообще отсутствуют.

Отличительной особенностью фронтальной зоны является конвергентное распределение ветра у Земли. Когда теплое и холодное течения встречаются на линии фронта, теплый воздух поднимается вдоль клина холодного воздуха; при этом образуется характерная фронтальная полоса облачности и осадков. См. *Фронт.*

Зональное распределение ветра у земной поверхности. Получается путем осреднения приземной скорости ветра по широтным кругам. Типичное распределение ветра, являющееся результатом такого осреднения, включает зону слабых переменных ветров вблизи экватора (экваториальная полоса штилей). К ней примыкают области северо-восточных пассатов в северном полушарии и юго-восточных пассатов в южном полушарии, причем обе эти зоны простираются приблизительно до широты 30°. Экваториальная полоса штилей, в частности та ее часть, где она становится настолько узкой, что происходит довольно резкий переход от пассатов одного полушария к пассатам другого, определяется как внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Конвергенция ветра в ВЗК приводит к образованию над этой зоной обширных облачных скоплений с выпадающими из них обильными осадками. Как в северном, так и в южном полушарии в умеренных широтах у поверхности земли преобладает западный перенос. Область западных воздушных течений в каждом из полушарий отделена от зоны пассатов субтропическим поясом высокого давления, расположенным между 30 и 35° широты (конские широты); другая ее граница проходит между 55 и 60° широты вдоль субполярной зоны пониженного давления. Многочисленные циклоны и антициклоны в общем западном потоке, перемещаясь в восточном направлении, вызывают типичные для этой области резкие изменения погоды, скорости ветра, температуры воздуха. К северу от субполярной депрессии располагается зона полярных восточных ветров.

Положение и интенсивность упомянутых выше систем зональных приземных воздушных течений имеют отчетливо выраженный сезонный ход и испытывают нерегулярные колебания в течение сезона. Зимой в каждом из полушарий эти системы достигают максимальной интенсивности и более всего смещены к экватору. В это время средняя скорость субтропических восточных ветров и западных течений, преобладающих в умеренных широтах, достигает 30 км·ч$^{-1}$; восточные потоки воздуха в полярной зоне менее интенсивны. Летом эти течения смещаются к полюсу на 5—10° широты и их скорость становится приблизительно вдвое меньше, чем в зимний период.

Если рассматривать поле ветра, осредненное не по широте, а по времени, то обнаруживается поразительная разница между северным и южным полушариями. В южном полушарии ветер сравнительно мало меняется вдоль широтных кругов, и поэтому осредненная таким образом циркуляция имеет зональный характер. В северном полушарии поле ветра сильно отличается от зонального. Зимой, например, субполярная депрессия проявляется главным образом в виде двух основных центров низкого давления — исландской и алеутской депрессий. Субтропический пояс высокого давления над континентами фактически сдвинут к северу и наблюдается в виде мощного и обширного антициклона над Азией и относительно менее интенсивной области повышенного атмосферного давления, располагающейся над Северной Америкой.

Летом алеутский и исландский минимумы ослаблены или полностью исчезают, а обширные области пониженного давления в южных районах Азии и западной части Северной Америки перекрываются субтропическим поясом высокого давления. См. *Климатология, Муссон.*

Циркуляция в верхних слоях атмосферы. В среднем широтном распределении на этих высотах преобладают западные ветры. Их скорость, как правило, растет с высотой, достигая максимума в области струйного течения, которое обнаруживается на обращенной к экватору границе умеренной зоны вблизи тропопаузы на высотах 10—15 км. Субтропический пояс высокого давления в верхней части тропосферы расположен ближе к экватору, чем у земной поверхности, и поэтому восточные течения на верхних уровнях проходят над более близкими к экватору частями пассатных зон. В высоких широтах над полярной зоной восточных течений на высотах расположена область слабых западных ветров. Циркуляция в верхних слоях атмосферы, как и ветер у поверхности Земли, испытывает сезонные и непериодические колебания. См. *Струйное течение.*

Местные циркуляционные системы. Движения сравнительно небольшого масштаба, обусловленные неоднородностью земной поверхности. Например, береговой и морской бризы представляют собой циркуляцию воздуха, возникающую в результате неравномерного прогревания земной поверхности по горизонтали. Днем воздух поднимается над сильно нагретой сушей, его замещает более холодный воздух, и таким образом возникает горизонтальный поток, направленный от сравнительно холодной морской поверхности на сушу. Ночью воздух, охлаждаясь над побережьем, опускается вниз и движется к более теплому морю.

Другим примером местной циркуляции являются горно-долинные ветры. Они возникают вследствие различий в нагревании и охлаждении воздуха над горным хребтом и ложем долины. Днем воздух поднимается из долины вдоль сильно нагретых склонов гор, а ночью стекает по охлажденному склону в долину. Такого же типа нисходящие течения охлажденного воздуха часто наблюдаются у наклонных поверхностей ледников. Ночное опускание воздуха при определенных формах рельефа может привести к скоплению в нижней части долины больших масс чрезвычайно холодного воздуха.

Локальные ветры. Как правило, являются результатом воздействия местного рельефа на крупномасштабную циркуляцию атмосферы; часто представляют собой сильные порывистые ветры, иногда при крайне низких значениях относительной влажности. Примерами такого рода ветров служат: мистраль, который наблюдается в долине р. Роны на юге Франции; бора — холодный ветер, направленный вниз вдоль крутых побережий Адриатического моря; фёны — характерные шквальные ветры во фьордах Аляски и Алеутских островов и в Альпийских долинах; чинук — ветер, возникающий на восточных склонах Скалистых гор.

Иногда местные названия носят также течения несколько большего масштаба, не связанные непосредственно с особенностями местного рельефа. В качестве примера можно привести: norther (северянин) — сильный холодный ветер из Канады, дующий на равнинах, расположенных восточнее Скалистых гор, и вдоль восточного побережья Мексики в Центральной Америке; nor'easter — северо-восточный ветер в Новой Англии, связанный с циркулящей воздуха в глубоких циклонах, располагающихся над Атлантическим океаном вдоль берегов США; сирокко — южный ветер из Сахары, часто возникающий на побережье Северной Африки и иногда достигающий Средиземноморского побережья Европы. См. *Сирокко, Чинук.*

Фредерик Сандерс

Взаимодействие океана и атмосферы

Явления, происходящие вблизи поверхности раздела между океаном и атмосферой, и связь между крупномасштабными процессами в океане и атмосфере. Поскольку бóльшая часть тепловой энергии, поддерживающей атмосферную циркуляцию, поступает в результате конденсации водяного пара, образовавшегося прежде всего при испарении с поверхности океана, исследование процессов, происходящих на границе океан—атмосфера, является основой для понимания поведения атмосферы. В результате действия океанских течений приток энергии от океана к атмосфере неоднороден в пространстве, вследствие чего сама атмосферная циркуляция (и погода) сильно зависит от циркуляции океана. Циркуляция же океана формируется напряжением ветра на поверхности и распределением плотности вод океана. Это компенсирующее изменение плотности в свою очередь связано с временными и пространственными вариациями радиации, теплопроводности, испарения и осадков. Таким образом, очевидно, что для понимания циркуляции океана (а в результате и распределения характеристик в океане) необходимо тщательное изучение атмосферных процессов на границе океан—атмосфера.

Итак, океан и атмосфера должны рассматриваться только как единая термодинамическая система. Однако эта система настолько сложна, что различные типы взаимодействия целесообразнее рассматривать по отдельности.

Действие ветра на поверхность океана. Напряжение ветра на поверхности океана порождает волны (и штормовые нагоны) и ветровые течения. Такие явления, как ветровые волны и штормовые нагоны, оказывают на атмосферу лишь косвенное влияние и поэтому в настоящей статье не рассматриваются См. *Состояние моря, Штормовой нагон.*

Ветровые течения имеют большое значение как в океанографии, так и в метеорологии. На поверхностные слои океана ветер оказывает двойное действие. Прежде всего напряжение ветра приводит к образованию поверхностного ветрового течения. Перенос поверхностных вод ветровым течением вызывает изменение давления на глубинах и перераспределение массы (плотности) во всем океане. Общий перенос за счет ветрового течения направлен вправо по отношению к ветру (в северном полушарии), а компенсирующее градиентное течение, которое вызывается наклоном поверхности океана,— по ветру, кроме тех случаев, когда возникновению такого течения препятствует берег. Тем не менее, следует еще раз подчеркнуть, что действие ветра — не единственный метеорологический фактор, определяющий распределение массы или наклон изобарических поверхностей в океане. Такое же влияние оказывают нагрев и охлаждение, замерзание и таяние, испарение и осадки. См. *Напряжение трения над морем.*

Основные системы океанских течений. По указанным выше причинам основные океанские течения тесно связаны с господствующими над океанами антициклоническими циркуляциями. Теплые течения в западных районах океанов, исключая север Индийского океана, направлены к полюсам примерно до 40-й параллели, в более высоких широтах — на восток, затем они спускаются к экватору (уже относительно холодные) в восточных районах океанов и возвращаются на запад вдоль экватора. Низкая температура вод в восточных районах океанов вызвана отчасти высокоширотным происхождением течений, а отчасти — прибрежным подъемом холодных глубинных вод. Теплые, направленные к полюсам, течения наиболее развиты в западных районах океанов и являются важнейшими. Примерами могут служить Гольфстрим в Северной Атлантике и Куросио на севере Тихого океана, каждое из которых переносит огромный объем теплых тропических вод в высокие широты. См. *Апвеллинг, Океанские течения.*

Гидрологическое и энергетическое взаимодействие. Для практических целей можно считать, что количество получаемого и теряемого в течение года тепла для земного шара в целом сбалансировано. Это, однако, неверно для любой заданной области земной поверхности, особенно в течение заданного отрезка годового солнечного цикла. Отношение инсоляции к уходящей радиации уменьшается по направлению от экватора к полюсу. Между экватором и 35-й параллелью Земля получает больше радиационной энергии, нежели теряет; обратное верно для районов, расположенных выше 35-й параллели.

Поскольку наблюдения показывают, что с течением времени низкие широты не становятся теплее, а высокие — холоднее, следует предположить, что значительное количество тепла переносится из низких широт в высокие и атмосферой, и океаном. Меридиональный перенос энергии в северном полушарии, по Свердрупу (см. лит. G. P. Kuiper, 1954), достигает максимума чуть севернее 35° с. ш. Вычисленный Свердрупом общий перенос энергии через 30° с. ш. составляет $27{,}3 \cdot 10^{16}$ Дж·мин$^{-1}$, из которого $8{,}0 \cdot 10^{16}$ Дж·мин$^{-1}$ (или 29 %) приходится на океанские течения, главным образом на Гольфстрим и Куросио. Основной перенос энергии осуществляется атмосферой.

Большая часть лучистой энергии поглощается океанами и идет на испарение морской воды. Гораздо меньше (около 10 %) тратится на контактный нагрев атмосферы от морской поверхности. Как правило, в районах весьма удаленных от области, где происходило испарение, при конденсации энергия фазовых превращений либо нагревает атмосферу, либо преобразуется в потенциальную энергию. Влага, образующаяся в результате конденсации атмосферного водяного пара, возвращается в океан либо непосредственно в виде дождя или

снега, либо в виде речного стока с суши. Гидрологический и энергетический циклы таким образом замыкаются. См. *Влияние океана на погоду и климат, Гидрология, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера, Химия вод гидросферы.*

Наибольшие испарение и обмен теплом между океаном и атмосферой происходят там, где холодный воздух проходит над теплыми поверхностными водами. Таким образом, максимальный перенос влаги или энергии теоретически отмечается в тех областях, где холодный континентальный воздух натекает на направленные к полюсам теплые океанские течения. Подобные идеальные условия имеют место зимой вблизи восточных берегов континентов над теплыми течениями вроде Гольфстрима и Куросио. Лучистая энергия, поглощенная и запасенная океанами в низких широтах, выделяется в атмосферу в тех районах и в те периоды, когда имеет место заметный дефицит лучистой энергии. Любое изменение в переносе, осуществляемом океанскими течениями, должно отразиться на интенсивности испарения и в итоге оказать заметное влияние на атмосферную циркуляцию. См. *Изменение климата.*

Влияние взаимодействия океана и атмосферы на соленость. При отсутствии горизонтального течения соленость поверхности океана в любой точке океана в основном определяется тремя процессами: уменьшением солености благодаря осадкам, увеличением солености при испарении и изменением солености при вертикальном перемешивании. Таким образом, соленость, как правило, высока в районах, где испарение превышает осадки, и низка, где осадки превышают испарение. Однако горизонтальный перенос поверхностных вод ветровыми течениями области с экстремальной соленостью смещает от областей с максимальной разностью между испарением и осадками в сторону течений. Таким образом, распределение солености поверхности океана (как и прочих свойств) в океане практически полностью определяется атмосферными условиями. См. *Морская вода.*

Прочие факторы. Кроме испарения, конденсации, выпадения осадков, переноса импульса, тепла и фазовых превращений, существуют и другие механизмы взаимодействия океана и атмосферы. К ним относятся радиационные эффекты, поток электрических зарядов, морской соли (источник ядер атмосферной конденсации) и перенос газов через поверхность раздела океан—атмосфера. В газообмене наиболее важен обмен двуокисью углерода между океаном и атмосферой. Поскольку поглощение двуокиси углерода океаном возрастает с увеличением солености и падает с повышением температуры, предполагается, что в низких широтах воздух обогащен углекислым газом, поступающим из океанов, и что общая циркуляция атмосферы переносит его в более высокие широты, где он снова растворяется и течениями переносится в низкие широты. Сжигание ископаемого топлива за последние 100 лет добавило в атмосферу значительное количество двуокиси углерода. Имея в виду большое значение углекислого газа для радиационного баланса Земли, чрезвычайно важно определить, вызвало ли это поступление двуокиси углерода значительное увеличение общего содержания углекислого газа в атмосфере или большая часть его была поглощена океанами. Это спорный вопрос, все еще изучаемый метеорологами и океанографами.

Вудро Ч. Джейкобс

Лит.: B. Bolin and E. Eriksson, Changes in the carbon dioxide content of the atmosphere and sea due to fossil fuel combustion, in B. Bolin (ed.), *The Atmosphere and Sea in Motion*, pp. 130—142, 1959; T. E. Graedel, The Kinetic photochemistry of the marine atmosphere, *J. Geophys. Res.*, January 1979; W. C. Jacobs, The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif.*, 6: 27—122, 1951; G. P. Kuiper (ed.), The *Solar System*, vol. 2, 1954; P. S. Liss and P. G. Slater, Flux of gases across the air-sea interface, *Nature*, 247: 181—184, 1974; J. S. Malkus, *Large-scale Interactions*, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 1, 1962; G. Newman and W. J. Pierson, *Principles of Physical Oceanography*, 1966; H. U. Roll, *Physics of the Marine Atmosphere*, 1965; H. U. Sverdrup, *Oceanography for Meteorologists*, 1942.

Доп. лит.: Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана.— Л., 1981.

Вихрь

Свободный вихрь. Предположим, что в жидкость, находящуюся в состоянии покоя, помещен цилиндр радиусом r_0. Рассмотрим движение жидкости, вызванное правосторонним вращением этого цилиндра вокруг своей оси с окружной скоростью его поверхности v_0. Жидкость, соприкасающаяся с этой поверхностью, вращается вместе с цилиндром. Частицы жидкости, удаленные от поверхности цилиндра, движутся по концентрическим окружностям, причем скорость движения частиц уменьшается по мере увеличения радиуса окружности. Такой вид кругового движения жидкости, при котором скорость движения обратно пропорциональна радиусу вращения, называется свободным вихрем.

Если теперь устремить радиус цилиндра к нулю так, чтобы при этом величина $v_0 r_0$ оставалась постоянной, получим в пределе линейный вихрь. Скорость на оси вихря обращается в бесконечность, так что эту ось следует рассматривать как особую линию и исключать ее при рассмотрении движения реальной жидкости.

В природе часто возникают различного рода вихри. Одним из примеров свободного вихря может служить торнадо,

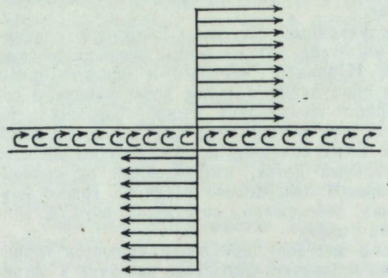


Рис. 1. Вихревая пелена, образующаяся между двумя противоположно направленными потоками жидкости.

в центральной части которого отмечаются большие скорости воздуха и, следовательно, резкий перепад давления. Аналогичное явление, наблюдающееся над водной поверхностью, носит название водяного смерча.

Движение идеальной (лишенной вязкости) несжимаемой жидкости в случае свободного вихря является безвихревым, т. е. может быть описано с помощью потенциала скорости.

Вихревая трубка. Рассмотрим малую вращающуюся сферическую частицу невязкой жидкости и представим себе, что эта частица внезапно отвердела. Тогда результирующую скорость ее вращения можно представить в виде вектора, параллельного оси вращения частицы, причем длина этого вектора пропорциональна угловой скорости вращения, а его направление определяется по правилу буравчика. Если этот вектор равен нулю во всей области, заполненной жидкостью, то движение является безвихревым. Отличие вектора вихря от нуля хотя бы в некоторых ограниченных областях внутри жидкости обусловливает ее завихренность. Вихревой линией называется линия в жидкости, в каждой точке которой вектор вихря направлен по касательной к этой линии. Поверхность, образованная вихревыми линиями, проходящими через какую-либо небольшую замкнутую кривую, образует вихревую трубку, которая обладает следующими особыми свойствами.

1. Циркуляция скорости по любой замкнутой кривой, охватывающей данную трубку, остается постоянной вдоль этой трубки и определяется как криволинейный интеграл от вектора скорости по этой замкнутой кривой.

2. Вихревая трубка не может начинаться внутри жидкости. Она либо простирается до границ жидкости, либо образует замкнутое кольцо.

3. Вихревые линии движутся вместе с жидкостью. Таким образом, завихренность жидкости является свойством самой жидкости, а не пространства, которое она заполняет.

Известным примером замкнутой вихревой трубки служит дымовое кольцо. Если жидкость неподвижна, то вихревое кольцо будет перемещаться в ней в направлении, перпендикулярном плоскости кольца, не изменяя своих размеров.

Вихревые дорожки. Поверхность разрыва в поле скорости движения жидкости, которая образуется, например, при скольжении одного слоя жидкости относительно другого, можно рассматривать как вихревую пелену в непрерывном потоке жидкости. В таком случае все вихревые линии лежат на этой поверхности (рис. 1). На практике понятие вихревой пелены вводится, например, при рассмотрении потока воздуха за крылом самолета, ибо при обтекании крыла воздушным потоком скорость воздуха, стекающего с верхней кромки крыла, больше скорости потока, попадающего за крыло с его нижней поверхности.

В случае обтекания тела вязкой жидкостью, например при движении воздушного потока вокруг кабеля, сильная завихренность движения в пограничном слое приводит к возникновению вихрей и их сносу вниз по потоку. При определенных условиях эти вихри остаются вблизи обтекаемого тела, и их называют присоединенными вихрями.

Если скорость движения достаточно велика, возникающие вихри увеличиваются в размерах и, срываясь один за другим с задней кромки крыла самолета, образуют вихревую дорожку (рис. 2). Изображенные на этом рисунке две не-

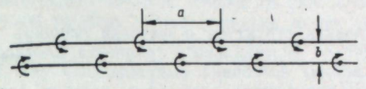


Рис. 2. Вихревая дорожка Кармана, состоящая из двух цепочек вихрей с противоположным направлением вращения.

симметрично расположенные цепочки вихрей называются дорожкой Кармана по имени Т. фон Кармана, который впервые ввел это понятие и показал, что движение устойчиво при $b/a = 0{,}281$.

Виктор Л. Стритер

Влажность

Содержание водяного пара в воздухе. В зависимости от способа определения влажности различают: относительную влажность, абсолютную влажность, отношение смеси и массовую долю влаги. Количество водяного пара можно также оценить с помощью косвенных методов, зная либо температуру точки росы (или точки замерзания), либо парциальное давление водяного пара, либо одновременные показания сухого и смоченного термометров. См. *Точка росы.*

Относительная влажность — это выраженное в процентах отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к парциальному давлению насыщенного водяного пара при тех же значениях температуры и атмосферного давления. Эта характеристика сухости воздуха, или степени насыщенности его влагой, полезна при определении испарения или поглощения влаги. См. *Психрометрия.*

От относительной влажности зависит комфортность условий жизнедеятельности человека. В теплые дни ощущение дискомфорта появляется при высокой относительной влажности; при малых ее значениях высокие температуры переносятся легче. При более низких температурах влияние относительной влажности менее заметно. См. *Температурно-влажностный индекс.*

Однако очень низкие значения относительной влажности, которые в холодное время года отмечаются в помещениях, могут вызвать высушивание кожи и гортани и усугубить неприятные ощущения, сопровождающие респираторные заболевания. Иногда используют термин «относительная влажность внутри помещений», означающий относительную влажность, которую имел бы наружный воздух, если бы его нагрели до комнатной температуры (например, до температуры 22 °С) при отсутствии притока влаги. Этот показатель всегда имеет низкие значения в холодную погоду и поэтому лучше отражает степень дискомфорта, чем относительная влажность наружного воздуха. Этот же индекс может характеризовать условия и вне помещения при низких температурах наружного воздуха, так как при этом температура поверхности кожи намного выше температуры воздуха и приблизительно соответствует комнатной температуре.

Абсолютная влажность — это масса водяного пара, содержащаяся в единице объема сухого воздуха; выражается обычно в $г \cdot м^{-3}$. Отношение смеси — это отношение массы водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха, к массе сухого воздуха в том же объеме; выражается обычно в промилле (‰). Массовая доля водяного пара — это отношение массы водяного пара к массе влажного воздуха в том же объеме. Значения массовой доли водяного пара и отношения смеси близки между собой.

Точка росы — это температура, до которой нужно при постоянном атмосферном давлении и отсутствии притока влаги охладить воздух, для того чтобы присутствующий в нем пар достиг состояния насыщения (точка замерзания — температура, определяемая аналогично по состоянию насыщения водяного пара надо льдом). Температура смоченного термометра — это минимальная температура, отсчитываемая по термометру, обернутому смоченным батистом и обдуваемому потоком воздуха, создаваемым вентилятором. По показаниям психрометра — прибора, состоящего из смоченного и сухого термометров и вентиляционного устройства, можно с помощью специальных таблиц получить все характеристики влажности. См. *Гигрометр, Измерения влагосодержания, Психрометр.*

Дж. Р. Фалкс

Влияние океана на погоду и климат

Энергетическое воздействие океана на погоду и климат, связанное с перераспределением и сглаживанием во времени и пространстве потоков тепла. Климат океана определяет климат Земли в гораздо большей степени, чем это обычно предполагается.

Часто не учитывается то, что океаны — основной источник энергии для всех атмосферных процессов, в которых участвует водяной пар. Теплота, выделяющаяся при конденсации водяного пара, поступившего с поверхности океана, является основным источником энергии для тропического циклона. Океанский водяной пар участвует в первой фазе энергетического цикла общей циркуляции атмосферы. См. *Шторм.*

Когда климатолог говорит о влиянии океана на климат, он, скорее, имеет в виду демпфирующее влияние океанов, чем их роль в энергетическом цикле атмосферной циркуляции. Обычное объяснение демпфирующего влияния океанов заключается в том, что морская вода имеет большую теплоемкость, чем поверхность континентов. Однако это всего лишь один из факторов, определяющих запаздывание прогрева нижних слоев атмосферы. Это обусловлено следующими причинами.

1. Бо́льшая часть солнечной энергии, поглощенной на поверхности океана, идет на испарение морской воды, а значительно меньшая часть (в среднем около — 10 %) — непосредственно на нагрев атмосферы при контакте с поверхностью океана.

2. Большое количество избыточной солнечной энергии, поглощенной на поверхности океана летом в средних широтах, запасается океанами, чтобы высвободиться в атмосферу в более холодные сезоны, когда существует дефицит солнечной энергии. Благодаря тому же механизму значительная часть солнечной энергии, поглощенной в низких широтах, переносится океанскими течениями и отдается в атмосферу в высоких широтах, где поступление солнечной энергии также сравнительно мало.

3. Энергия, поглощенная на поверхности океана при перемешивании, проникает довольно глубоко, тогда как энергия, поглощенная на поверхности суши, нагревает лишь тонкий поверхностный слой. Поверхность открытого океана не может оставаться в течение длительного времени ни перегретой, ни переохлажденной.

4. Коротковолновая часть энергии, достигающей поверхности моря, проникает на значительную глубину благодаря тому, что морская вода относительно прозрачна для нее; в энергетическом бюджете океанов это, однако, играет второстепенную роль.

5. Благодаря более высокому альбедо атмосферы над океанами океаны могут поглотить меньше солнечной радиации, чем материки. Высокое альбедо — прежде всего результат большей средней облачности, нежели высокой отражающей способности морской поверхности. См. *Альбедо.*

Таким образом, океаны воздействуют на погоду и климат потому, что они являются огромными накопителями солнечной энергии. Эта энергия поглощается в периоды (или в районах) с избыточной солнечной энергией. Затем она сохраняется или переносится океанскими течениями, чтобы высвободиться в атмосферу в периоды (или в районах) дефицита солнечной энергии. В этом смысле океаны выравнивают и смягчают климаты. См. *Континентальность.*

Доказано, что периодические местные вариации океанской циркуляции (а тем самым температуры поверхности моря и обмена энергией) вызывают локальные изменения погоды и климата. Изучению воздействия краткосрочных изменений океанской циркуляции посвящена значительная часть современных исследований влияния океана на погоду и климат.

Вудро Ч. Джейкобс

Лит.: J. Bjerknes, Climatic change as an ocean-atmosphere problem, *Proceedings of UNESCO*, 1961: W. C. Jacobs, Large-scale aspects of air-sea interactions, *International Dictionary of Geophysics*, 1964; W. C. Jacobs, On the energy exchange between sea and atmosphere, *J. Mar. Res.*, 1942; J. S. Malkus,

Large-scale interactions, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 1, 1962; J. Namias, The sea as a primary generator of short-term climatic anomalies, *Proceedings of the World Meteorological Organization/International Association of Meteorology and Atmospheric Physics Symposium*, 1975.

Внутренние волны

Волновые движения устойчиво стратифицированной жидкости с максимальной амплитудой ниже свободной поверхности. Возвращающая сила во внутренних волнах обусловливается

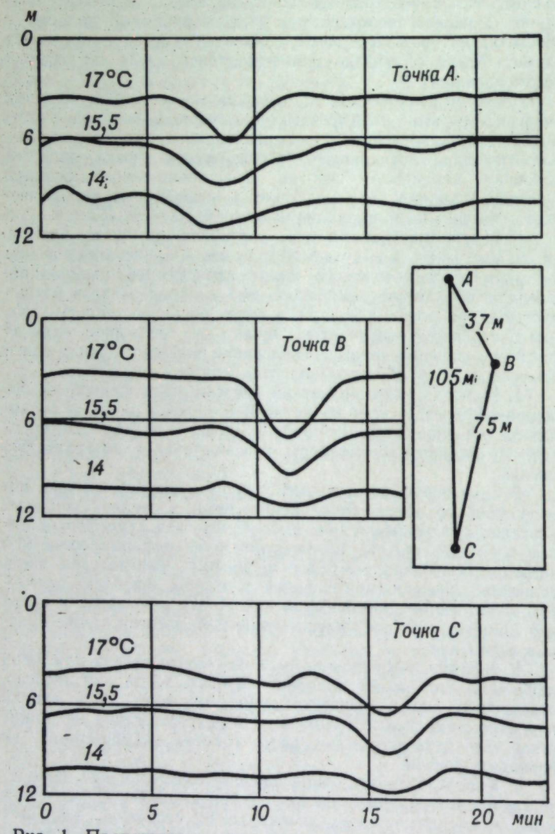


Рис. 1. Прохождение внутренних волн в океане вблизи Мишен-Бич, Центральная Америка: изменение глубины залегания изотерм в точках *A*, *B* и *C* с течением времени.

Большая впадина, зарегистрированная в последовательные моменты времени в трех указанных точках, является впадиной уединенной внутренней волны, распространяющейся со скоростью 23 см·с⁻¹. Средняя глубина океана 20 м. На врезке показано относительное расположение датчиков в горизонтальной плоскости.

тифицированного воздуха). Внутренние волны в атмосфере связаны также со сдвигом скорости ветра на нижней границе струйных течений. Во внутренних слоях океана флуктуации обнаруживаются всегда, когда делаются соответствующие измерения (рис. 1), однако не всегда можно утверждать с полной определенностью, что наблюдаемые флуктуации — проявление внутренних волн, а не турбулентности. Эти флуктуации могут быть представлены в виде спектра колебаний, с периодами от нескольких минут до многих суток. В ряде областей океана отмечаются сильные внутренние приливы (внутренние волны с периодом, равным периоду океанских приливов).

Вертикальная структура и фазовая скорость внутренних волн зависят от вертикального градиента плотности жидкости и от частоты колебаний вынуждающих сил. В качестве иллюстрации рассмотрим следующее простое распределение плотности: жидкость состоит из двух однородных слоев, причем слой более легкой жидкости располагается над слоем более тяжелой (например, керосин на воде). Внутренние волны в такой системе иногда называют граничными волнами, так как максимальная амплитуда в ней отмечается при разрыве плотности на границе раздела двух жидкостей. Пусть h_1 и h_2 — толщины верхнего и нижнего слоев, g — ускорение свободного падения, $\delta\rho/\rho$ — относительный перепад плотности между слоями (в океане величина $\delta\rho/\rho$ имеет порядок 0,1 %, и квадратом этой малой величины можно пренебречь). Тогда фазовая скорость внутренних волн, длина волны которых много больше h_1+h_2, равна

$$[(\delta\rho/\rho)\,(gh_1h_2)/(h_1+h_2)]^{1/2}. \qquad (1)$$

Для сравнения приведем выражение

$$[g\,(h_1+h_2)]^{1/2} \qquad (2)$$

для фазовой скорости длинных поверхностных волн. Вследствие наличия множителя $(\delta\rho/\rho)^{1/2}$ внутренние волны распространяются медленно, со скоростью, имеющей в глубинных слоях океана порядок нескольких метров в секунду. Эффект вращения Земли будет увеличивать фазовую скорость волн, периоды которых достаточно близки к инерционному периоду.

Если распределение плотности непрерывно, как в океане или в атмосфере, то частоты внутренних волн не могут превышать величину, определяемую выражением

$$(2\pi)^{-1}\left[g\,\frac{d}{dz}\,(\ln\rho)-\frac{g^2}{c^2}\right]^{1/2} \qquad (3)$$

и называемую частотой Вяйсяля—Брента, где $d(\ln\rho)/dz$ — максимальное значение вертикального градиента логарифма плотности (ось z направлена вниз), c — скорость звука в жидкости. В океане максимум частоты Вяйсяля—Брента приходится на термоклин, где ее значение составляет обычно около 0,2 мин⁻¹. На частотах, меньших максимальной, может существовать бесконечное множество мод внутренних волн. В первой моде вертикальная скорость имеет один максимум на некоторой глубине в толще жидкости; во второй моде вертикальная скорость имеет два экстремума (максимум и минимум), между которыми она меняет знак, и т. д. Реальное движение состоит обычно из суперпозиции различных мод. См. *Термоклин*.

Внутренние волны в атмосфере наблюдались с помощью микробарографов и анемографов в приземном слое, а также

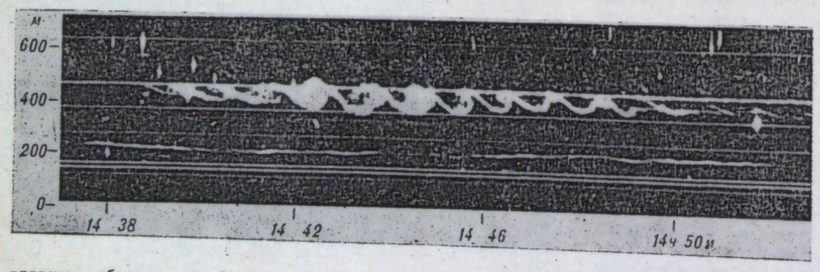


Рис. 2. Внутренние волны, зарегистрированные в атмосфере 24 августа 1970 г.

Узкий луч радара направляется вертикально вверх. Измеряется высота, на которой он отражается, создавая эхо. Несколько выше 400 м отчетливо видны внутренние волны, распространяющиеся вдоль слоя инверсии температуры, и следы их опрокидывания, вызванного сдвигом скорости ветра. Радар позволяет регистрировать внутренние волны на высотах более 10 км.

главным образом силой тяжести. Если верхние слои легкой жидкости опускаются в нижележащую тяжелую жидкость, то силы плавучести стремятся вернуть их к равновесному положению. В атмосфере внутренние волны были обнаружены в виде волн обтекания (волн, возникающих в воздушном потоке за горным препятствием) и в виде волн, распространяющихся вдоль слоя инверсии (слоя очень устойчиво стра-

при длительных измерениях рассеяния лучей радара или сонара на резких градиентах плотности в верхних слоях атмосферы (рис. 2). В океане внутренние волны были обнаружены при регистрации колебаний скорости подповерхностных течений с помощью заякоренных измерителей течений и при анализе колебаний глубины залегания изотерм, измеряемых путем многократного зондирования океанской толщи с борта судна или автономными устройствами, свободно дрейфующими в глубинных слоях океана.

Внутренние волны в океане генерируются, по-видимому, колебаниями атмосферного давления и касательного напряжения ветра на свободной поверхности благодаря взаимодействию поверхностных волн и при взаимодействии приливного потока с крупномасштабными неровностями дна. Значение внутренних волн в океане связано с тем, что они, возможно, переносят энергию и импульс как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях, причем в последнем случае обеспечивают перенос энергии от свободной поверхности на любую глубину. Таким образом могут возбуждаться движения на больших глубинах, где в иных случаях они весьма незначительны.

Чарлз С. Кокс

Лит.: J. L. Cairns, Internal wave measurements from a midwater float, *J. Geophys. Res.*, 80(3): 299—306, 1975; N. P. Fofonoff, Spectral characteristics of internal waves in the ocean, *Deep-Sea Res.*, 16 (suppl.): 58—71, 1969; C. Garrett and W. Munk, Space-time scales of internal waves: A progress report, *J. Geophys. Res.*, 80 (3): 291—293, 1975; E. E. Gossard and W. H. Hooke, *Waves in the Atmosphere*, in *Developments in Atmospheric Science*, vol. 2, 1975; W. J. Gould, Spectral characteristics of some deep current records from the eastern North Atlantic, *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A.*, 270: 437—450, 1971.

Водное зеркало

Верхняя поверхность зоны насыщения в водопроницаемых породах, не перекрытых водонепроницаемыми породами. Водное зеркало можно определить также как верхний слой подпочвы, в котором вода находится под атмосферным давлением. Насыщенная порода может несколько превышать водное зеркало, но вода в ней удерживается выше зеркала под действием капиллярных сил и находится под давлением меньше атмосферного. Эта вода представляет собой нижнюю часть капиллярной каймы и не может свободно течь в колодец под действием силы тяжести. Вода, находящаяся ниже водного зеркала, может свободно двигаться под влиянием силы тяжести. Положение водного зеркала отмечает уровень, на котором вода стоит в колодцах, находящихся в безнапорных водоносных пластах.

Если колодец углублен только в водонепроницаемую породу, водного зеркала там нет и колодец будет сухим. Однако если колодец проходит сквозь водонепроницаемую породу в водоносный слой, в котором гидростатический напор будет выше горизонта основания водонепроницаемой породы, вода будет подниматься до этого горизонта, словно весь пройденный колодцем слой породы является водопроницаемым. Это так называемая артезианская вода, а поверхность, до которой она поднимается, называется пьезометрической.

Водное зеркало не является горизонтальной поверхностью и имеет неровности, которые обычно связаны с неровностями поверхности суши, хотя и не столь выражены. Водное зеркало колеблется от сезона к сезону и от года к году. Обычно оно опускается в летние месяцы, когда растительность расходует бо́льшую часть воды, выпадающей в виде осадков, и поднимается в конце зимы и весной, когда потребность в воде у растительности незначительна. Водное зеркало обычно занимает самое низкое положение после сезона вегетации, а самое высокое — перед его началом. На эти сезонные колебания накладываются более долгопериодные колебания, которые зависят от колебаний климата. На положение водного зеркала влияет также водоотведение, например откачка воды из скважин. См. *Подземные воды*.

Альберт Н. Сэйр, Рей К. Линсли

Лит.: S. N. Davis and R. J. M. DeWiest, *Hydrogeology*, 1966; L. Huisman, *Groundwater Recovery*, 1972.

Водяной пар в атмосфере

Вода в атмосфере присутствует преимущественно в газообразном состоянии. При значениях температуры, реально встречающихся в атмосфере, вода может находиться в жидком, твердом и газообразном состоянии. Водяной пар представляет собой малую сильно изменяющуюся составляющую атмосферы и играет важную роль в окружающей среде. Содержание водяного пара в воздухе обычно не превышает 4 %, однако это малое постоянно возобновляемое количество оказывает влияние на распределение температуры на земном шаре и является источником пресной воды во всем мире.

В атмосферу водяной пар поступает в основном из океанов, которые покрывают большую часть Земли. Значительное количество водяного пара поступает в атмосферу в результате испарения с поверхности озер, рек, льда, снега и почвы, а также транспирации растений. Однако эти источники малы по сравнению с испарением с поверхности океанов, которое оценивается примерно в 492 тыс. км³ воды в год.

Теплота парообразования. Удельная теплота парообразования при температуре 21 °C равна 2445 Дж·г⁻¹. В силу этого водяной пар, содержащийся в воздушных массах, переносит большое количество теплоты фазовых превращений от более теплых районов земного шара к более холодным. Когда воздушная масса, содержащая водяной пар, охлаждается, водяной пар конденсируется, образуя капельки воды. При некоторых условиях выделяющееся при этом тепло может способствовать увеличению архимедовой силы, заставляющей воздух подниматься и охлаждаться, что в свою очередь приводит к дальнейшей конденсации.

Испарение с водной поверхности вызывает ее охлаждение вследствие затрат теплоты фазовых превращений. Когда вода охлаждается, давление водяного пара на ее поверхности уменьшается и скорость испарения убывает. Испарение может вообще прекратиться, если не будет постоянного притока энергии. Однако в глубоких водоемах охлажденные вследствие испарения воды опускаются с поверхности на глубину и замещаются более теплыми, поступающими снизу.

Для превращения льда в пар, называемого сублимацией, необходимые затраты тепла составляют 2835 Дж·г⁻¹ при 0 °C, что представляет собой сумму затрат тепла на испарение (2500 Дж·г⁻¹ при 0 °C) и на плавление льда (335 Дж·г⁻¹). И наоборот, при конденсации 1 г пара на поверхности снега выделяется 2500 Дж тепловой энергии, достаточной для таяния 7,5 г снега.

Эвапотранспирация. Значительная часть осадков возвращается непосредственно в атмосферу путем испарения с континентов. Важную роль в этом процессе играет транспирация растений. Испарение с оголенной почвы сильно уменьшается после осушения подповерхностного слоя почвы, так как почвенная влага перемещается вверх очень медленно. Важную роль в извлечении влаги с больших глубин играют растения, корни которых могут простираться на несколько метров в глубь почвы. Влага, поднимаемая корнями, перемещается по растительной системе и, за исключением небольшого количества, усваиваемого самим растением, выделяется в атмосферу через листья. См. *Эвапотранспирация*.

Измерение содержания водяного пара. Содержание водяного пара в атмосфере (влажность) количественно можно выразить разными способами. Содержание пара в граммах на 1 кг влажного воздуха называется массовой долей влаги. Температура, при которой водяной пар начинает конденсироваться, называется температурой точки росы и широко используется в метеорологии в качестве меры влажности. Парциальное давление водяного пара в атмосфере, не зависимое от содержания других газов, также служит мерой влажности воздуха. Содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы от земной поверхности до верхней границы атмосферы иногда характеризуется толщиной слоя осажденной воды в мм. Эта характеристика используется при изучении осадков. Вероятно, наиболее часто используемой мерой влажности является относительная влажность. Она представляет собой отношение фактического содержания влаги в воздухе к тому, которое имело бы место, если бы пространство было насыщено водяным паром при тех же значениях температуры и давления. Так как насыщающее давление водяного пара является функцией температуры, относительная влажность изменяется при изменении температуры даже тогда, когда массовая доля водяного пара остается неизменной. Поэтому относительная влажность как характеристика влажности воздуха для научных целей не очень удобна. Однако она хорошо характеризует степень комфорта для человека.

Существуют различные приборы для измерения содержания водяного пара в атмосфере. Наиболее распространенным является психрометр, состоящий из двух термометров, у одного из которых резервуар обернут смоченным батистом. При обтекании прибора воздушным потоком температура смоченного термометра становится ниже температуры сухого вследствие затрат тепла на испарение с поверхности батиста. Влажность воздуха определяется по показаниям сухого и влажного термометров. Температуру точки росы можно определить, измеряя температуру полированной металлической поверхности в тот момент, когда на ней начинается конденсация. Существуют также приборы, измеряющие относительную влажность по изменению длины человеческого волоса или с помощью

обработанной бумаги. Подобные приборы недороги, но не очень-надежны. Путем измерения ослабления света в интервале длин волн, в котором имеется сильное поглощение водяным паром, можно вычислить массу водяного пара на пути, проходимом световым лучом. Этим способом можно определять осаждаемую воду, если в качестве источника света принять Солнце.

Оценки испарения. Испарение может приводить к значительным потерям воды в водоемах. Существует ряд методов оценки испарения с поверхности существующих и проектируемых водоемов. Как указал впервые Дальтон в 1802 г., испарение пропорционально разности между парциальным давлением водяного пара на поверхности воды и в воздухе над нею. Поэтому испарение возможно только, если температура точки росы в воздухе ниже температуры водной поверхности. Чем больше эта разность температур, тем больше скорость испарения. При полном штиле у поверхности воды образуется как бы покрывало водяного пара, и скорость испарения быстро убывает до величины, ограниченной скоростью диффузии пара с поверхности этого покрывала. При наличии ветра водяной пар уносится воздушным потоком и замещается более сухим воздухом, в результате чего испарение продолжается.

Другой подход к оценке испарения основан на методе теплового баланса. Если можно определить полный приток радиации к водоему, а также потери тепла вследствие длинноволнового излучения и конвекции, то скорость испарения получится в результате деления разности между приходом и расходом тепла на удельную теплоту испарения.

Сосуды с водой, используемые для измерения испарения, называются испарителями. Вследствие теплообмена через боковые стенки и дно такого сосуда испарение с его поверхности всегда больше, чем с поверхности естественного водоема. Испаритель класса А Национальной службы погоды США имеет диаметр 1,2 м и глубину 25 см. Он устанавливается на балке в нескольких сантиметрах над поверхностью. Для того чтобы оценить скорость испарения с поверхности озера, нужно уменьшить скорость испарения с поверхности испарителя класса А примерно на 30 %.

Влияние солености, льда и снега. Добавление соли к воде приводит к уменьшению давления водяного пара у водной поверхности. Поэтому испарение с единицы поверхности океанов и соленых озер несколько меньше, чем с поверхности пресноводных водоемов. Грубо говоря, испарение уменьшается примерно на 1 % на каждый процент растворенных солей, так что испарение с океанов приблизительно на 3,5 % меньше, чем с эквивалентной поверхности пресной воды. Испарение с поверхности льда и снега также меньше, чем с водной при той же температуре, поскольку давление водяного пара надо льдом несколько ниже, чем над водой. Кроме того, испарение с поверхности снега и льда вообще невелико, потому что давление водяного пара, а следовательно, и разности давления водяного пара у поверхности и в воздухе весьма малы при отрицательных температурах.

Основываясь главным образом на данных испарителей, можно утверждать, что испарение изменяется от 5—7 м воды в год в тропиках почти до нуля в полярных районах.

Рей К. Линсли

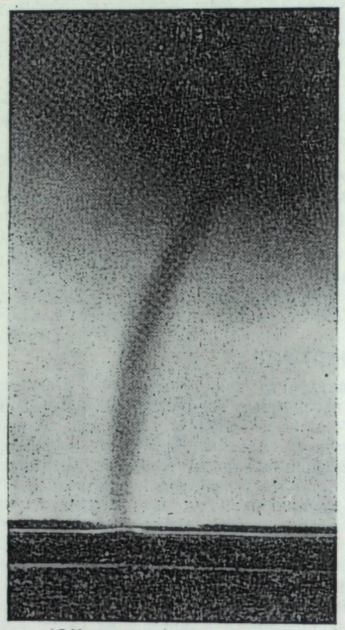
Лит.: T. J. Blair and R. G. Fite, *Weather elements*, 5th ed., 1965; R. K. Linsley, M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus, *Hydrology for Engineers*, 2d ed., 1975; R. C. Ward, *Principles of Hydrology*, 2d ed., 1975.

Доп. лит.: Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л., 1976.

Водяной смерч

Интенсивно вращающийся воронкообразный вихрь, распространяющийся по вертикали на расстояние нескольких десятков или сотен метров от основания кучевого облака к поверхности воды. Видимая часть воронки состоит главным образом из атмосферного водяного пара, сконденсировавшегося в области низкого давления вихря. Брызги воды и соли, всасывающиеся с поверхности, также формируют структуру воронки и способствуют тому, что она становится видимой (см. рисунок). Диаметр смерча изменяется от нескольких метров до нескольких сотен метров; при этом ветры иногда оказываются достаточно сильными для того, чтобы опрокинуть небольшие суда.

Большинство водяных смерчей образуется во влажном тропическом воздухе при неустойчивой стратификации. Почти все они разрушаются, попадая на сушу. Водяные смерчи типичны в основном для тропической зоны океанов, однако наблюдаются и в высоких широтах, особенно летом; их можно наблюдать также над внутренними озерами. Многие большие и мощные смерчи представляют собой торнадо, образовавшиеся во время грозы над сушей и переместившиеся на море. Более распространены «смерчи хорошей погоды» — тонкие нитеобразные вихри, имеющие несколько десятков метров в поперечнике, связанные с отдельными кучевыми облаками, простирающимися до высот не более 6000 м. В отличие от торнадо большинство смерчей образуется при общих невозмущенных условиях на фоне слабых ветров. Некоторые небольшие водяные смерчи, по-видимому, родственны ураганам и



Водяной смерч. *(Official U. S. Navy photograph)*

пыльным смерчам, которые являются конвективными вихрями, образующимися на суше в очень неустойчивом воздухе, нагреваемом снизу. См. *Торнадо.*

Честер У. Ньютон

Лит.: Golden J. H. Waterspouts at Lower Matecumbe Key, Florida, 2 September 1967.— *Weather*, 23, 103—114, 1968.

Воздействие на климат

Деятельность человека может оказать заметное влияние на окружающую воздушную среду. Особенно сильно это влияние проявляется в слоях атмосферы, примыкающих к земной поверхности, и в некоторых локальных областях. В ряде случаев такие изменения микроклимата создаются преднамеренно для решения специфических задач сельского хозяйства. В других случаях они оказываются результатом непреднамеренных воздействий и могут сопровождаться нежелательными, вредными последствиями. В настоящее время обсуждается возможность изменений климата в глобальном масштабе. Такого рода изменения, связанные с загрязнением атмосферы промышленными выбросами, уже тщательно исследуются.

Микроклимат формируется в результате взаимодействия общей циркуляции атмосферы с подстилающей поверхностью определенной формы и с характерными физическими свойствами. Между атмосферой, с одной стороны, и материками, океанами, океанскими течениями, горными хребтами, снежными и ледяными поверхностями, с другой стороны, существуют обратные связи. Полные достаточно реалистические математические модели изменений климата пока не разработаны[1], поэтому большинство оценок антропогенных воздействий полу-

[1] В настоящее время уже разработан ряд теоретических моделей, позволяющих количественно оценить влияние на климат таких антропогенных факторов, как увеличение содержания углекислого газа в атмосфере за счет производственной деятельности человека, тепловых выбросов в больших городах и др. (*Прим. ред. пер.*)

чено полуэмпирическим путем или носит качественный характер. См. *Климатология.*

Наиболее успешные и экономически эффективные результаты достигнуты в сельском хозяйстве и садоводстве. Почти все они основаны на изменении теплоемкости верхних слоев почвы, изменении альбедо и излучательной способности ее поверхности, а также изменении водного баланса и аэродинамической шероховатости. Простейшими формами таких воздействий являются мульчирование почвы с целью сохранения ее влагозапасов; применение стеклянных или пластиковых покрытий, препятствующих ночным потерям тепла; изменение альбедо, приводящее либо к увеличению поглощения почвой солнечной радиации, либо к увеличению отражения света к растительности, что способствует более интенсивному фотосинтезу. Сюда же можно отнести различные способы затенения для предохранения растений и домашнего скота от радиационного перегрева. К защитным мерам против опасных явлений погоды относится создание искусственного тумана с целью защиты растений от заморозков, применение мощных вентиляторов для разрушения приземных инверсий температуры, обрызгивание листвы, для того чтобы выделяющееся при замерзании капель тепло задерживало выхолаживание растительного покрова, а также открытый обогрев садов. Открытый обогрев может повысить температуру воздуха ночью на 2—3 °С. См. *Микрометеорология.*

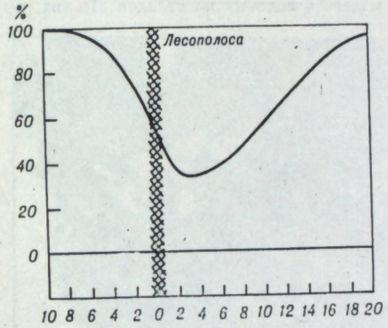


Рис. 1. Ослабление скорости ветра на подветренной стороне лесополосы.

По оси абсцисс отложено отношение расстояния от лесополосы к ее высоте, по оси ординат — отношение (%) скорости ветра к скорости невозмущенного набегающего потока.

Полезащитные лесополосы. Лесополосы из деревьев и кустарников создаются для ослабления скорости ветра. В силу этого в районах расположения лесополос уменьшается повреждение посевов при сильных ветрах, ослабляется эвапотранспирация, а уменьшение снегопереноса способствует сохранению влаги в почве. На рис. 1 показано ослабление скорости ветра в виде функции расстояния от лесополосы. Максимальное ослабление воздушного потока наблюдается на подветренной стороне на расстоянии, равном 3—6 средних высот деревьев. Температура внутри посевов может летом повыситься на 3 °С, эвапотранспирация — уменьшиться на 20—25 %, а урожай — увеличиться на 10—35 % по сравнению с незащищенными участками. На тех же принципах основана защита шоссейных дорог от снежных заносов с помощью специальных заграждений на пути воздушного потока. Эффективность лесополос и заграждений, защищающих от снежных заносов, максимальна, если их проницаемость составляет около 50 %. Сплошные, непроницаемые барьеры являются плохими средствами защиты.

Искусственное орошение. Искусственное орошение как способ увеличения влагообеспеченности растений применяется больше 5 тыс. лет. Орошение сопровождается изменением теплового баланса, что обусловлено увеличением радиационного баланса и уменьшением турбулентного потока тепла. Температура внутри растительного покрова понижается на 1—2 °С, а парциальное давление водяного пара возрастает примерно на 1 гПа. Влияние орошения небольших участков распространяется по высоте не больше чем на 3—4 м. Даже для больших искусственных водоемов эффект оазиса прослеживается на подветренной стороне только до расстояния примерно 1 км. Искусственное подавление испарения с прудов и водоемов при покрытии их поверхности пленкой гексаденанола оказывается весьма эффективным и снижает потери воды на 10—30 %. Такие покрытия успешно используются на рисовых плантациях. См. *Гидрометеорология.*

Урбанизация. Непреднамеренные изменения локального климата происходят, в частности, вследствие урбанизации. Непроницаемые для влаги городские покрытия резко меняют структуру водного баланса. Если половина подстилающей поверхности в городах водонепроницаема, сток увеличивается в два раза по сравнению с сельской местностью, а максимум стока — в три раза. В результате быстрого дренажа поступающей воды в канализационную систему влажность воздуха в городах понижена. Изменение формы подстилающей поверхности при строительстве городов сказывается на ее тепловом балансе. Выделение тепла при сгорании различных видов топлива приводит в городах к повышению температуры воздуха. Хотя количество тепла от антропогенных источников ($4 \cdot 10^{20}$ Дж·год$^{-1}$) составляет в среднем только $0{,}5 \cdot 10^{-6}$ солнечной радиации, поступающей за это время на Землю, в ряде городов США это тепло достигает 10—15 % поступающей солнечной энергии, а в ряде европейских городов — даже 30 %. Следствием этого является повышение максимумов в суточном

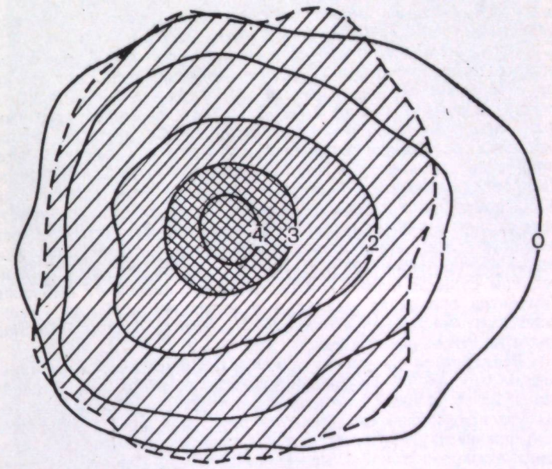


Рис. 2. Тепловой остров города: изолинии разности температур (°С) город — сельская местность.

Различная штриховка соответствует различной плотности застройки, штриховая линия — граница города, стрелка — направление преобладающих ветров.

ходе температуры в городах по сравнению с сельской местностью на 1—2 °С, а минимумов — на 1—9 °С. При скоростях ветра больше 7 м·с$^{-1}$ эти различия становятся незначительными. Обычно над большими городами скорость ветра уменьшается на 20—30 % из-за большой аэродинамической шероховатости, создаваемой зданиями. Все это приводит к возникновению острова тепла (рис. 2), что сопровождается увеличением длительности безморозного периода и уменьшением времени существования снежного покрова в городах, расположенных в умеренных и высоких широтах.

Вследствие выделения влаги при сгорании топлива и наличия более развитой конвекции в городах наблюдается увеличение облачности и осадков. Этому способствует и то, что в городском воздухе содержится больше ядер конденсации, поступающих от различных антропогенных источников. Годовые суммы осадков увеличиваются при этом примерно на 5—10 %. В некоторых случаях влияние факела городского воздуха на осадки прослеживается на подветренной стороне крупных индустриальных центров. Так, например, установлено, что затоки воздуха от промышленных комплексов на южном берегу оз. Мичиган вызывают увеличение осадков на станции Ла-Порте, расположенной на расстоянии 50 км от этих комплексов по направлению господствующих ветров. За несколько последних десятилетий это увеличение достигло 30 %. Кроме того, в городах также отмечается увеличение числа гроз и случаев выпадения града.

Влияние города на климат сильно связано с загрязнением воздуха. В больших городах США концентрация пыли достигает 60—120 мкг·м$^{-3}$. Это приводит к ее выпадению с интенсивностью 10—40 т·км$^{-2}$·мес$^{-1}$. Факел дыма от Нью-Йорка прослеживается с самолета до расстояния 800 км по направлению ветра. Продолжительность солнечного сияния уменьшается приблизительно на 20 %, дальность видимости часто становится меньше 10 км. Растительность в крупных городах нередко гибнет под воздействием вредных примесей, содер-

жащихся в воздухе. Здоровью людей вредны даже обычные городские условия, но особенно опасны случаи длительного безветрия и температурных инверсий. См. *Биоклиматология, Загрязнение атмосферы.*

Тепловой баланс атмосферы. Глобальные изменения климата объясняют влиянием роста содержания углекислого газа в атмосфере за счет сгорания различных видов топлива и увеличения числа взвешенных частиц пыли. Изменения средней глобальной температуры определяются двумя процессами, влияние которых различно по знаку. За последнее столетие содержание углекислого газа увеличилось примерно на 10 %, что, как полагают, привело к повышению глобальной температуры на 0,2 °С вследствие увеличения поглощения атмосферой длинноволнового излучения Земли (парниковый эффект). Предполагают, что в течение следующих 50 лет содержание CO_2 в атмосфере удвоится. Проведенные оценки при некоторых допущениях относительно глобальной облачности и влажности воздуха показывают, что такой рост содержания CO_2 может привести к повышению температуры на 1 °С. С другой стороны, обратное рассеяние солнечной радиации взвешенными твердыми частицами, являющимися продуктами производственной деятельности человека, может понизить среднюю температуру на 1—2 °С. Возможно, более серьезным фактором, чем увеличение содержания CO_2 и частиц пыли, окажется ослабление солнечной радиации за счет выбросов продуктов сгорания топлива при полетах высотной авиации. При определенных условиях эти выбросы могут отражать до 40 % приходящей солнечной радиации, не сказываясь заметным образом на длинноволновом излучении Земли. В районах аэропортов этот процесс может существенно повлиять на тепловой баланс. Проведенные измерения показали, что при длительном существовании конденсационных следов от выбросов самолетов солнечная радиация у поверхности Земли уменьшается на 20 %. См. *Парниковый эффект, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Воздействия на погоду и климат. Существует много различных мнений об изменении климата под влиянием воздействий на локальные погодные процессы. Результаты некоторых экспериментов свидетельствуют о том, что систематические воздействия на облака могут увеличить осадки или толщину снежного покрова примерно на 10 %. Существует мнение, что число гроз и случаев выпадения града также может быть уменьшено. Все это имеет локальное значение для уменьшения пожароопасности в отдельных лесных массивах или для сохранности урожая, но вряд ли может рассматриваться как изменение климата. Значительный успех был достигнут при рассеянии туманов посредством засева их частицами сухого льда. В некоторых аэропортах такие воздействия уменьшили число часов с туманом в холодное время года на 60—80 %, но этот результат также может рассматриваться только как изменение микроклимата. См. *Воздействие на погоду.*

Диапазон предложенных способов воздействия на климат очень широк, однако многие из них неприемлемы по причинам технического или экономического характера. Предложения, соответствующие современным техническим возможностям, но требующие определенной научной аппробации, основаны на изменении компонент теплового баланса земной поверхности. Так, например, предлагается для изменений локального климата покрыть поверхность пустыни вблизи побережий асфальтом. Такое покрытие будет способствовать развитию конвекции и вызовет образование достаточно мощных облаков, из которых могут выпадать осадки. Для осуществления крупномасштабных изменений климата предлагалось изменить альбедо морских арктических льдов, покрывая их черным пылевым налетом. В настоящее время в Арктике поглощается только 75 из 300 кДж·см$^{-2}$·год$^{-1}$ поступающей радиации. Черное пылевое покрытие позволило бы утроить количество поглощенного тепла. Если льды все же растают, то при современном климатическом режиме образование нового постоянного ледяного покрова в арктической зоне океана маловероятно. Какие это вызовет последствия в различных климатических зонах северного полушария предсказать совершенно невозможно. Несомненно, что в северных странах установится более мягкий температурный режим, ослабнет интенсивность общей циркуляции и, по-видимому, уменьшится количество осадков в южных областях умеренных широт. Экологи возражают против таких макромасштабных воздействий на климат. Они считают, что такие воздействия, возможно, приведут к некоторому улучшению климата в отдельных областях, но могут вызвать и нежелательные последствия на огромных пространствах.

Х. Е. Ландсберг

Лит.: Committee on Atmospheric Sciences, *Weather and Climate Modification*, 1973; R. M. Hagan et al., *Successful Irrigation: Planning, Development, Management*, 1969; W. N. Hess, *Weather and Climate Modification*, 1974; W. H. Matthews et al., *Man's Impact on the Climate*, 1971; U. S. Department of Agriculture, *Climate and Man*, 1975; World Meteorological Organization, *Proceedings of the Scientific Conference on Weather Modification*, 1975.

Доп. лит.: Будыко М. И. Изменения климата.— Л., 1974.

Воздействие на погоду

Изменение естественных погодных явлений человеком. В целом погода представляет собой результат взаимодействия атмосферных процессов самых различных масштабов — от общей циркуляции атмосферы до микрофизических процессов эволюции облачных капель и ледяных кристаллов. До сих пор

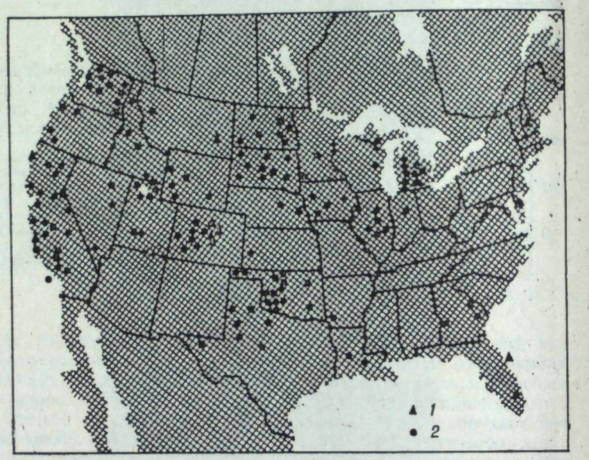


Рис. 1. Расположение исследовательских (*1*) и оперативных (*2*) станций в США в 1973—1977 гг. Две оперативные станции расположены также на Аляске; в штате Гавайи станции отсутствуют. (*NOAA Weather Modification Reporting Program, Rockville, MD*)

человек пытался воздействовать на погоду, вмешиваясь только в микромасштабные процессы конденсации — влияя на ядра замерзания. Однако такое вмешательство могло распространяться и на явления, масштаб которых составляет несколько сотен или тысяч квадратных километров, т. е. на так называемые мезомасштабные метеорологические явления.

Фактически существуют четыре основных способа антропогенного воздействия на естественный ход метеорологических процессов: 1) введение большого количества тепла в атмосферу для рассеяния теплых туманов; 2) использование возникающих в атмосфере метастабильных состояний (например, если облако охлаждено ниже температуры замерзания, засев его может оказаться эффективным); 3) изменение приземных условий (например, вырубка леса или урбанизация); 4) непреднамеренное воздействие посредством загрязнения (например, выброс газов, содержащих много ядер кристаллизации, при выплавке металлов, влияние смога на радиационный баланс атмосферы и, конечно, влияние «острова тепла» над городом на процесс образования облаков). В настоящее время наиболее часто используется второй способ воздействия — засев облаков определенными реагентами. На рис. 1 показано расположение исследовательских и оперативных станций, занимавшихся воздействиями на погоду в США в 1973—1977 гг. В 1977 г. примерно на 7 % территории США проводился засев облаков и существовали 131 оперативная и 11 исследовательских проектов.

Принципы проведения экспериментов. Основная трудность при проведении экспериментов по воздействию на погоду — необходимость учитывать многочисленные физические и метеорологические процессы, возникающие в ходе эксперимента. Во многих случаях фактически невозможно провести такой физический эксперимент, который позволил бы выявить причинно-следственные связи. В связи с этим возникает необходимость основывать эксперименты на статистическом подходе. В этом случае нет необходимости знать все физические процессы, механизмы обратной связи и взаимодействия, чтобы выяснить роль одного искусственно изменяемого параметра. Однако такой подход требует проведения огромного числа экспериментов при идентичных условиях, а для этого необходимо достаточно длительное время, исчисляемое десятилетиями. Однако за это время условия проведения эксперимента могут измениться, что ограничивает возможности применения статистического подхода. Можно предложить и другой подход (рис. 2), в котором объединяются классические и статистические принципы проведения эксперимента.

Указанный подход можно еще улучшить, используя предвычисление результатов эксперимента на основе его численного моделирования. Довольно странно, что в научных исследованиях этот подход не используется. Обычно, больше полагаясь на статистику, исследователи все меньшее значение

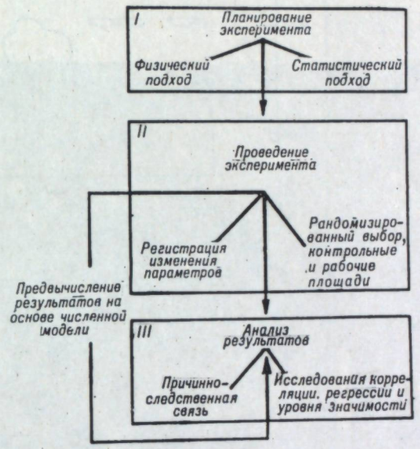


Рис. 2. Схема проведения эксперимента по воздействию на погоду.

придают включению в эксперимент физических принципов. Организация эксперимента, его проведение и анализ результатов основывались на принципах статистики; при этом игнорировалось наличие существенной неопределенности, свойственной такому подходу. При использовании статистического подхода предполагается существование множества идентичных экспериментальных ситуаций, которые можно подразделить на случаи, когда воздействие не производится (контрольные), и случаи, когда воздействие производится (рабочие). В рабочих ситуациях воздействие производится действительным реагентом, а в контрольных — фиктивным. Исследователь, ответственный за принятие решения, должен определить, удовлетворяет ли состояние облака принятому в эксперименте критерию для засева. Однако для того чтобы избежать субъективности в наблюдениях, проводимых другими исследователями, решение о засеве принимается на основе ряда случайных чисел и им не сообщается. В экспериментах по вызыванию дождя находят отношение количества осадков, выпавших в контрольных опытах, к количеству осадков, выпавших в рабочих случаях, и определяют значимость результата. Обычно 5 %-ную значимость считают доказательством того, что полученный эффект не носит случайного характера.

Успехи экспериментальной метеорологии позволяют с оптимизмом смотреть на возможности воздействия на погоду. С другой стороны, радиолокаторы, импульсные доплеровские радиолокаторы, самолеты, оснащенные сложнейшими приборами, и спутники открывают беспрецедентные технические возможности для наблюдений и анализа результатов воздействий.

Засев облаков. Даже при значительном охлаждении ниже температуры замерзания облака остаются жидко-капельными, а замерзают только те капли, в которых содержатся так называемые ядра замерзания. Замечательное открытие сделали в 1940 г. лауреат Нобелевской премии Лэнгмюр и его ассистенты Шефер и Воннегут. Они установили, что облака можно рассеять, засевая их сухим льдом либо определенными химическими реагентами (например, иодистым серебром), и что капельно-жидкие облака искусственным путем могут быть превращены в кристаллические. Рациональный засев облаков обеспечивает появление вполне определенного количества искусственных ядер кристаллизации и таким образом воздействует на некоторые облачные процессы, такие, как образование осадков или процессы, определяющие динамику развития облака.

Рассеяние тумана. Искусственный засев применяется сейчас в оперативной практике для рассеяния переохлажденного тумана в аэропортах многих стран. Были разработаны ме-

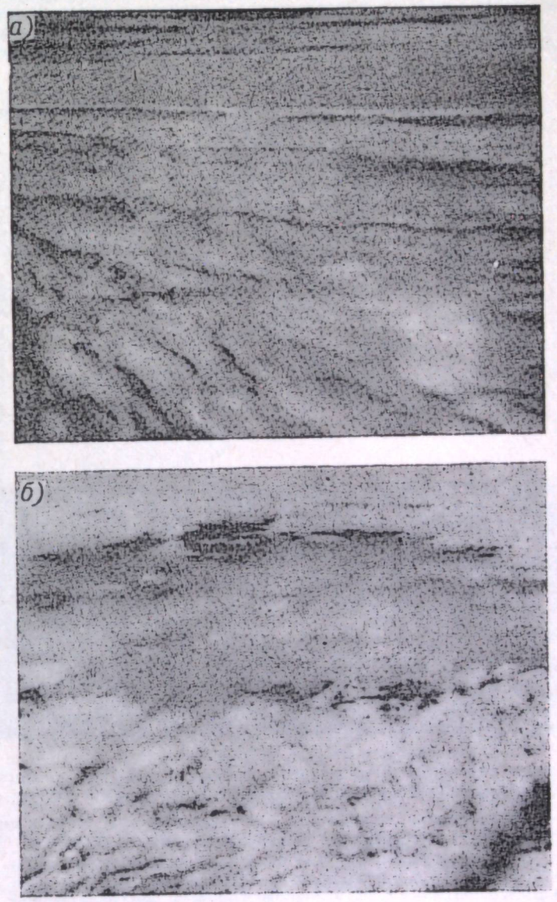


Рис. 3. Рассеяние облаков. (*U. S. Army ECOM, Fort Monmouth, NJ*)

а — три линии в слоисто-кучевых облаках через 15 мин после засева; *б* — «окно» в слоисто-кучевых облаках через 70 мин после засева.

тоды засевания тумана жидким пропаном во Франции (аэропорт Орли), сухим льдом, иодистым серебром и иодистым свинцом в США и СССР.

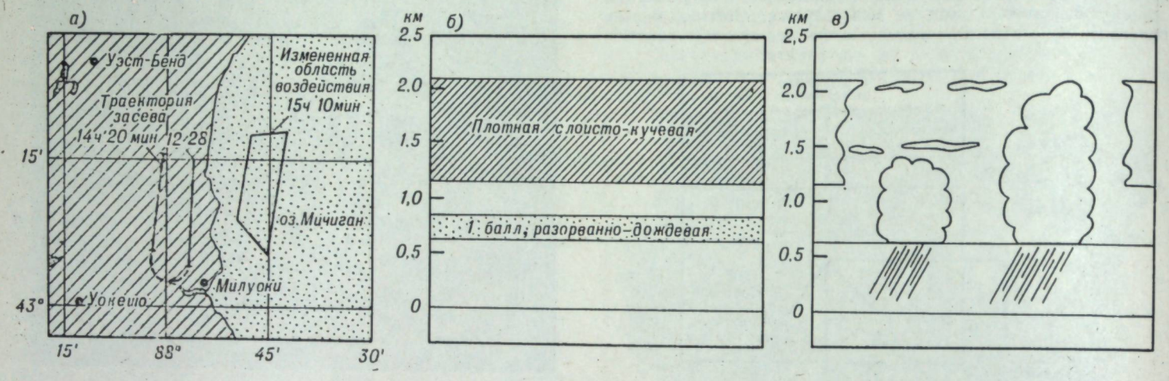
Рассеяние теплых туманов (температура которых выше температуры замерзания) осуществляется путем нагревания атмосферы с помощью искусственных тепловых источников, как это делается, например, вдоль взлетно-посадочных полос в аэропорту Орли. См. *Туманы.*

Воздействие на облака. Некоторые поразительные результаты искусственного изменения погоды были получены в результате воздействия на облака. На рис. 3 показан район площадью около 100 км^2, где переохлажденные слоисто-кучевые облака были рассеяны путем засева их сухим льдом (на каждой из трех 16-км линий засева, отстоящих друг от друга на 5 км, выбрасывалось 46 кг сухого льда). В экспериментах над заселенными районами мезомасштабные изменения погоды были хорошо заметны — в облачный пасмурный день несколько тысяч людей увидели солнце.

Противоположный результат воздействия проиллюстрирован на рис. 4, на котором показано, как после засева с целью

рассеяния облаков над озером Мичиган развилась миниатюрная линия шквалов с сильным ливневым снегом, который продолжался в течение часа. Подобные же результаты засева неоднократно наблюдались при проведении экспериментов над озером Эри.

На рис. 5 показан другой эффектный результат засева облаков. Кучевое облако, развивавшееся по вертикали до изотермы —8 °С, было засеяно большим количеством (пересеяно) иодистого серебра. Перезасев привел к замерзанию облачных капель и, следовательно, к выделению тепла. В результате плавучесть облака увеличилась и начался «взрывообразный» рост облака как по вертикали, так и по горизонтали. Физическая идея этого эксперимента состояла в проверке причинно-следственной связи; случайный характер принятия решения — засеивать облако или наблюдать его в качестве контрольного — существенным образом способствовал повышению достоверности результата эксперимента. Из 22 исследуемых облаков 14 были засеяны. Только одно из незасеянных облаков сравнительно развилось. Из 14 засеянных облаков четыре развивались «взрывоподобно», а остальные росли только по вертикали, но не по горизонтали.



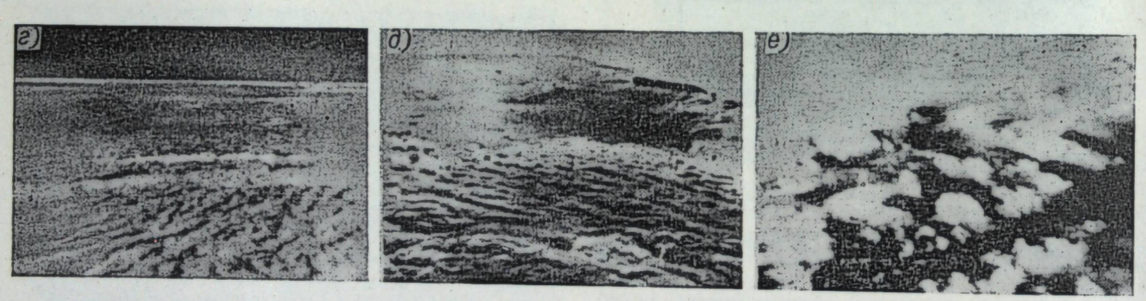


Рис. 4. Формирование сильного ливневого снега в результате экспериментов по засеву, проводившихся с целью рассеяния облаков над г. Милуоки, штат Висконсин, 24 ноября 1953 г. *(U. S. Army ECOM, Fort Monmouth, NJ)*

а — место проведения эксперимента; *б*, *в* — вертикальные разрезы перед засевом (*б*) и через 63 мин после засева (*в*); *г*, *д*, *е* — вид облачности после засева: через 15 мин (*г*), через 31 мин (*д*) и через 63 мин (*е*).

Сложную реакцию облака на механизмы обратной связи между микрофизическими процессами и динамикой облака удалось наблюдать, когда интенсивно растущее облако в области мощного восходящего тока было засеяно 1,5 кг AgI. Было выпущено 15 пиротехнических устройств на высоте 6000 м над уровнем моря при температуре —20 °С; толщина засеянного слоя составляла около 3000 м. При указанной температуре образуются кристаллы снега, которые очень эффективно преобразуют облачную воду в выпадающие осадки. В результате эксперимента выпал снег и облако перестало расти.

Рассмотренные эксперименты показывают, что имеется возможность существенным образом воздействовать на развитие облаков посредством их засева. См. *Физика облаков*.

Вызывание осадков. Вода представляет собой одно из самых распространенных и самых необходимых веществ на Земле. В связи с этим понятен и интерес к искусственному вызыванию осадков. Группа экспертов Национальной академии наук США выразила сдержанный оптимизм, заявив: «Все возрастает число доказательств, хотя и не совсем однозначных, что выпадение осадков из некоторых типов облаков и облачных систем может быть умеренно увеличено или перераспределено посредством засева облаков». Эта же группа экспертов рекомендовала своевременно провести несколько тщательно обдуманных вероятностных экспериментов по засеву, планируя таким образом решить вопрос об эффективности засеивания различных типов облачных систем. Указанные рекомендации отражают тот факт, что достоверных доказательств все еще не хватает. Действительно, имеющиеся доказательства часто являются спорными, особенно когда эксперименты основываются только на статистических данных. Во всех таких экспериментах предполагается, что реагент при засеивании попадает в нужное место облачной системы и действует надлежащим образом. Однако при засеивании с помощью наземных установок об этом сказать с уверенностью нельзя, поскольку неизвестно, как будет рассеиваться реагент в пограничном слое. Использование самолетов для засева облаков дало положительные результаты в Израиле, неубедительные результаты в штате Миссури, США, и отрицательные результаты в штате Аризона, США.

Анализ результатов экспериментов по засеву часто связан с большими трудностями, потому что в большинстве случаев эти измерения производятся в отдельных точках. Рассмотрим, например, наблюдения за выпадением осадков. Количество выпадающих осадков можно измерить только в дискретных точках, число которых ограничено в связи с тем, что желание иметь как можно более густую сеть пунктов наблюдений должно быть согласовано с экономической возможностью анализа и хранения полученных данных. Известны попытки измерять количество осадков с помощью радиолокаторов, однако взаимосвязь данных радиолокационных сигналов с интенсивностью осадков очень ненадежна и меняется от облака к облаку. Такая изменчивость в конечном итоге может сказаться на результатах сильнее, чем засев, влияние которого требуется установить. Следует ожидать, что наиболее большие успехи в решении данной проблемы будут достигнуты благодаря растущему пониманию процессов осадкообразования, связанному с успехами, достигнутыми в области теоретических исследований, особенно конвективной облачности.





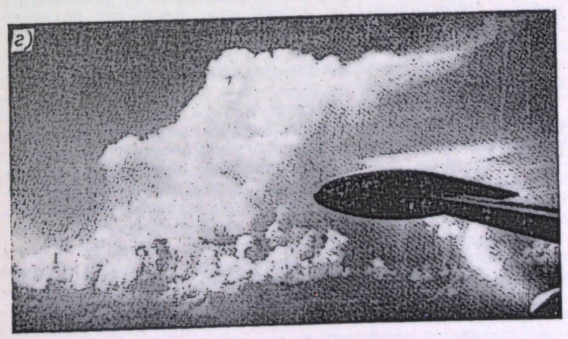


Рис. 5. Взрывоподобный рост кучевых облаков, обусловленный выделением теплоты фазовых переходов при замерзании в результате засева облака иодистым серебром: вид облаков в момент засева (*а*) и после засева — через 9 мин (*б*), 19 мин (*в*) и 38 мин (*г*). (*Любезно предоставлено J. Simpson, ESSA*)

Статистический анализ осуществленного в Австралии эксперимента по засеву 33 пар кучевых облаков указывает на то, что введение в основание облака 20 г иодистого серебра приводит к существенному увеличению осадков, в то время как введение 0,2 г этого реагента оказалось безрезультатным. О целесообразности засева можно судить по индексу засеваемости, равному отношению вертикальной мощности облака (км) к продолжительности его существования (ч). Из рис. 6 видно, что при индексе ниже 3 облака не дают осадков ни при искусственном воздействии, ни без него. Во всех же случаях статистически определенной успешности засева индекс эффективности был высоким.

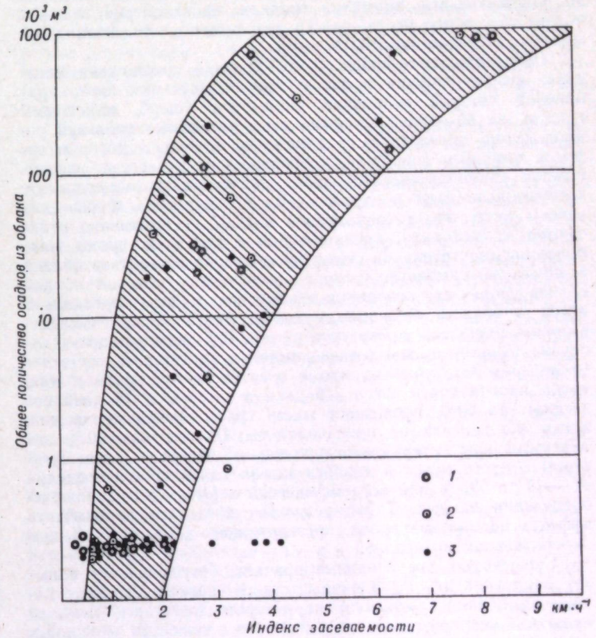


Рис. 6. Индекс засеваемости (отношение вертикальной мощности облака (км) к продолжительности его существования (ч)) при вызывании осадков из конвективных облаков в случае засева 20 г AgI (*1*), 0,2 г AgI (*2*) и при отсутствии засева (*3*).

Для того чтобы разработать определенную технологию искусственного вызывания осадков Бюро реклamации министерства внутренних дел США приложило большие усилия. Разработанный этим ведомством проект HIPLEX должен установить наличие проверенных на практике методов, позволяющих в оперативных условиях вызывать дополнительные осадки из кучевых облаков в полузасушливых равнинных штатах. Этот проект рассчитан на 5—7 лет натурных исследований, стоимость его оценивается в 23 млн. долларов. Предварительные подсчеты показывают, что непосредственная прибыль от получения дополнительных осадков составит в среднем 500 млн. долларов в год. Проект будет осуществляться над тремя основными районами: Майлс-Сити, штат Массачусетс; Колби-Гудленд, штат Канзас; Биг-Спринг-Снайдер, штат Техас. Исследования будут проводиться на территории радиусом 193 км вокруг каждого города. Проект должен проходить в несколько этапов. На первом этапе одна конвективная ячейка будет избрана в качестве экспериментальной единицы. На последующих этапах, в случае успеха, за единицу будут приниматься группы ячеек и более сложные элементы, вплоть до мезомасштабных структур. Эмпирические и численные модели, основывающиеся на понимании физической сущности динамических и микрофизических процессов, ведущих к образованию осадков, будут использоваться для оценки и развития методов засева. После проверки этих моделей по ним будут вычислены прогностические значения времени выпадения осадков, их количества и других характеристик как для облаков, развивающихся естественным образом, так и для облаков, которые подверглись воздействию. Результаты, полученные с помощью моделей, будут сравниваться с результатами наблюдений.

В процессе проведения эксперимента будет использоваться современное техническое оборудование — радиолокаторы, счетчики атмосферных ядер, осадкомеры и т. д., а также радиозонды, самолеты и искусственные спутники. См. *Атмосферные осадки.*

Распространение влияния вниз по потоку. Статистический анализ показывает, что воздействие распространяется вниз по потоку на расстоянии до 500 км. Результаты наблюдений, полученные в США и Австралии, показывают, что в большинстве случаев количество осадков при этом увеличивается. Принимая во внимание скорость разложения иодистого серебра на свету, такой результат воздействия представляется сомнительным. Требуется тщательно исследовать, не являются ли положительные аномалии осадков, наблюдаемые вниз по потоку от любого места, просто результатом естественной изменчивости интенсивности осадков.

Предотвращение града. В СССР была предложена методика предотвращения града в оперативных условиях, применение которой позволяет уменьшить ущерб, наносимый градом, на 80—90 %. Согласно этой методике, используя радиолокатор, определяют градоопасные облака, в которые затем с помощью снарядов доставляется засеиваемый реагент. Однако советские исследователи подчеркивают затруднения, которые возникают в случае особо сильных гроз. Физические основы методики, разработанной в США, существенно отличаются от методики, предложенной в СССР, и, кроме того, более предпочтительной считается доставка реагента в облака с помощью самолета. Самолет пересекает грозовое облако вблизи уровня его основания и выпускает ракеты вертикально вверх в область восходящих токов. Американским исследователям пришлось прекратить программу экспериментов досрочно. Анализ полевых экспериментов, проводившихся в течение трех лет, показал, что в среднем масса града в дни, когда производится засев (16 дней с засевом и 16 дней без засева), на 60 % превышает массу града, выпавшего в дни, когда воздействие не производилось. Однако при 90 %-ном доверительном интервале отношение массы града в дни с засевом к массе града в дни без засева колеблется в пределах от —48 до 531 % для логарифмически нормального закона распределения данных. Такой результат позволяет не заметить эффекта подавления града, превышающего 50 % при 5 %-ном доверительном интервале.

Существуют две основные причины безуспешности попыток предотвратить выпадение града. Во-первых, длинные полосы выпадения града, ширина которых достигает 50 км, не являются непрерывными, а состоят из множества отдельных участков, длина которых составляет 10—20 км, а ширина — несколько километров. Причем каждый такой участок выпадения града может представлять собой отдельную грозовую ячейку. Если все градоопасные ячейки не будут засеяны в определенный момент в процессе образования градин, засев может оказаться неэффективным. Во-вторых, как показали французские исследователи, существует зависимость между числом градин, выпавших на квадратный метр поверхности, и их размером: чем больше количество выпавших градин, тем больше их размеры. Причина существования такой зависимости неизвестна, но вполне вероятно, что она может заключаться в механизме обратной связи между динамикой и микрофизикой облака. Поскольку многие параметры облака еще не известны, вполне возможно, что искусственные градовые зародыши достигнут того же размера, которого достигли бы естественные зародыши, и, следовательно, масса града увеличится.

Во Франции была осуществлена программа экспериментов по крупномасштабному засеву градоопасных облаков. Засев производился с поверхности земли, причем в течение градоопасного сезона были израсходованы тонны иодистого серебра. Были также осуществлены подобные программы в ФРГ (Бавария), Италии и Аргентине. Хотя в соответствии с теорией образования града он может быть предотвращен путем введения сравнительно небольшого количества реагента, огромные трудности возникают при организации полевых экспериментов, проводимых согласно схеме, представленной на рис. 2. Спорадическая природа градовых бурь и их большая естественная изменчивость практически исключают рандомизацию отдельных экспериментов. Следовательно, при проведении анализа экспериментов необходимо иметь достаточно хороший архив данных по исследуемой территории, например, такой, какой используется в ходе проведения Канадской программы по исследованию града в Альберте. См. *Град.*

Подавление грозовых разрядов. Две методики были предложены и проверены в США. Первая, разработанная министерством сельского хозяйства, основана на перезасеве грозовых облаков иодистым серебром. Хотя физические принципы подавления грозовых разрядов еще окончательно не ясны, несомненно, что предложенный метод позволит уменьшить число разрядов на землю и увеличивать число внутриоблачных разрядов. Другой метод был предложен сухопутными войсками США совместно с Управлением научных служб охраны окружающей среды (ЭССА). Согласно этому методу, уничтожение объемных зарядов производится путем введения металлических острий, так называемых чаф (солома). Можно показать, что в случае грозовых полей 10^6—10^7 металлических острий общей массой 2—5 кг могут создать коронный ток порядка несколько ампер, что соответствует значениям тока грозовых разрядов.

Результаты полевых экспериментов представлены на рис. 7, на котором приведены данные самолетных измерений числа грозовых разрядов в 5-минутные интервалы в засеянных и незасеянных облаках. Использовавшиеся для засева нити изготавливались из покрытого алюминием нейлона; длина их составляла 10 см, диаметр — 25 мкм. Эти нити инициировали коронный разряд в электрическом поле напряженностью 35 000 В·м$^{-1}$ (для грозового разряда требуется напряженность около 300 000 В·м$^{-1}$), отводя таким образом заряд, образующийся во время грозы. Из рис. 7 видно, что число грозовых разрядов в случае засева быстро уменьшалось до нуля, в то время как при отсутствии засева молнии появлялись беспрерывно. См. *Молния.*

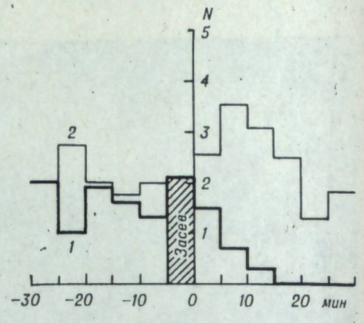


Рис. 7. Среднее число *N* грозовых разрядов за 5-минутные интервалы для 10 засеянных (*1*) и 18 незасеянных (контрольных) (*2*) гроз. (*From H. W. Kasemir et. al., Lightning suppression by chaff seeding at base of thunderstorms, J. Geophys. Res., 81: 1965—1970, 1976*)

Воздействие на мощные штормы. Методы воздействия на мощные штормы, такие, как торнадо и ураганы, находятся на начальной стадии их разработки, что связано в основном с недостаточным пониманием динамической структуры таких штормов. ЭССА совместно с военно-морскими силами США был предложен метод воздействия, основанный на перезасеве облачной стены ураганов. Предполагалось, что за счет выделения тепла градиент давления изменится таким образом, что разрушительные ветры вблизи центра урагана ослабнут. Поскольку ущерб, который причиняет ветер, пропорционален квадрату его скорости, относительно небольшое уменьшение скорости ветра может привести к существенному уменьшению ущерба. Эксперименты по засеву проводились на ураганах Эстер в 1961 г. и Белла в 1963 г.; уменьшение скорости ветра составило 10 %. Однако такое уменьшение может быть обусловлено и естественной изменчивостью скорости ветра во время бури. См. *Ураган.*

Непреднамеренное изменение погоды. Современная цивилизация воздействует на погоду самым различным образом. С громадными индустриальными центрами связаны такие явления, как мгла и смог, обусловленные выбросами заводов и окислением углеводородов. Мгла и смог оказывают влияние на тепловой режим атмосферы и на процесс образования осадков. При выплавке металлов выбрасываются газы, содержащие много частиц, действующих как ядра кристаллизации. Все это является сейчас наиболее ярким примером непреднамеренного воздействия на погоду. Вейкман неоднократно наблюдал снегопады в районе Великих озер на некотором расстоянии от сталелитейных заводов в направлении преобладающего ветра; при этом в дымовой струе отмечалось большое количество ядер кристаллизации.

Несколько различаются мнения, высказываемые по поводу хорошо известного случая, получившего название аномалии Ла-Порте. Станция Ла-Порте расположена вблизи юго-восточного берега оз. Мичиган, примерно в 50 км в направлении преобладающего ветра от индустриального комплекса Гэри. Согласно измерениям, количество осадков на рассматриваемой станции, а также на прилегающей к ней территории с развитием индустриализации возросло, тогда как на соседних станциях изменений замечено не было. Особенно сильно этот эффект проявился после 1930 г., когда произошла смена наблюдателя. Следует отметить, что оценка интенсивности осадков наблюдателем в достаточной мере субъективна. Это позволяет предположить, что в данные наблюдений за осадками на этой станции вкралась систематическая ошибка, поскольку начиная с 1963 г., когда наблюдатель станции Ла-Порте опять сменился, данные этой станции вновь оказались в согласии с данными соседних станций. По этой причине Национальным управлением по исследованию океана и атмосферы было внесено предложение считать эту аномалию ошибкой наблюдателя.

Разложение углеводородов, которое вызывает образование смога над обширными территориями промышленных центров, приводит также к некоторым едва заметным изменениям климата в глобальном масштабе. Процесс разложения углеводородов сопровождается не только образованием аэрозолей, но и выделением углекислого газа — одного из важнейших компонентов воздуха, с которым связан так называемый парниковый эффект. Углекислый газ пропускает солнечную радиацию в видимой части спектра, но непрозрачен для теплового излучения Земли, поэтому чем больше выделяется углекислого газа, тем теплее становится климат. Численные расчеты показывают, что за счет парникового эффекта средняя годовая температура повысится на 1—2 °С за два-три поколения. Хотя такое изменение может показаться несущественным, оно оказало бы глубокое влияние на погоду и климат: растаяли бы ледники и ледяные шапки на полюсах, что привело бы к затоплению городов на побережье. Однако возможно, что влияние углекислого газа нейтрализуется в атмосфере другими эффектами. См. *Загрязнение атмосферы, Изменение климата.*

Влияние на окружающую среду и общество. Несмотря на то, что антропогенное влияние на экологическую систему часто кажется преувеличенным по сравнению с грандиозными естественными изменениями метеорологических процессов, при воздействии всегда следует учитывать экономические интересы общества. Методы рассеяния туманов в аэропортах позволяют множеству пассажиров вовремя отправляться в путешествие, эффективное предотвращение града дало бы возможность сэкономить огромные средства, искусственное вызывание осадков решило бы проблему снабжения водой современной цивилизации. Однако как различаются интересы отдельных людей, так и вызывание дождя может стать благом для одних и бедствием для других. Следовательно, пока наука об изменении погоды еще находится в начальной стадии, необходимо вести рассмотрение и социально-экономических аспектов проблемы.

Хельмут К. Вейкман

Воздух

Смесь различных газов, окутывающая земной шар газовой оболочкой, называется атмосферой Земли. В этом смысле воздух является одной из трех основных компонент — воздух, вода и суша (атмосфера, гидросфера и литосфера),— формирующих условия жизни на Земле.

Некоторые свойства атмосферного воздуха хорошо известны; другие еще только исследуются, и степень их изученности весьма различна; о ряде особенностей сведений совсем мало. О составе воздуха, его химических и физических свойствах, структурных особенностях см. *Атмосфера, Давление воздуха, Загрязнение атмосферы, Температура воздуха, Химия атмосферы.* О научных исследованиях атмосферы, особенно погоды и климата, см. *Метеорология.*

Все возрастающий интерес к космическому пространству и межпланетным полетам, а также развитие таких технических средств, как радары, ракеты и метеорологические спутники, стимулируют исследования самых верхних слоев атмосферы, в частности переходной зоны к межпланетному пространству. См. *Ионосфера.*

Чарлз В. Криттенден

Воздушная масса

Термин, применяемый в метеорологии к большому объему воздуха в атмосфере, в пределах которого погодные характеристики остаются приближенно постоянными по горизонтали. Воздушную массу можно проследить на карте погоды как единое целое, перемещающееся ото дня ко дню в процессе общей циркуляции атмосферы. Анализ карт погоды, при котором основное внимание уделяется преобладающим воздушным массам и зонам перехода и взаимодействия (фронтам), отделяющим одну воздушную массу от другой, принято называть анализом воздушных масс, или фронтологическим анализом. Сравнительная однородность воздушной массы по горизонтали находится в контрасте с большими горизонтальными градиентами во фронтальной зоне. Воздушные массы охватывают территории, площадь которых исчисляется миллионами квадратных километров. В вертикальном направлении воздушная масса простирается не выше, чем до тропопаузы, а часто охватывает лишь нижнюю половину тропосферы или даже меньше. Фронтальные зоны между воздушными массами обычно наклонены к горизонту таким образом, что более холодная масса находится под более теплой в виде клина. Вертикальные градиенты характеристик воздушных масс, особенно энтальпии и влагосодержания, могут быть весьма различными — от довольно больших вертикальных градиентов до почти нулевых, обусловленных интенсивным вертикальным перемешиванием. См. *Карта погоды, Метеорология, Фронт.*

Развитие понятия. Практическое применение данного понятия к анализу воздушных масс и фронтов на ежедневных картах погоды с прогностическими целями началось после первой мировой войны. Разработка фронтологического анализа явилась вкладом норвежской школы метеорологов, которую возглавлял Бьеркнес. Применение этого метода стало возможным после того, как от рассмотрения данных локальных сетей станций перешли к анализу данных международной сети, охватывающих большие области. Преимущества анализа воздушных масс для практического предсказания погоды оказались настолько очевидными, что в течение трех последующих десятилетий этот метод с бо́льшими или меньшими изменениями стал применяться практически всеми передовыми службами погоды. Однако в результате быстро увеличивающегося количества данных наблюдений на высотах в течение и после второй мировой войны появилась тенденция пренебрегать тщательным анализом воздушных масс, так как в это время стали развиваться методы, включающие кинематический и динамический анализ распределения высотных воздушных течений. См. *Макромасштабные волны на высотах.*

Происхождение. Выделение воздушных масс на ежедневных картах погоды определяется двумя факторами: районом формирования воздушных масс и крупномасштабным воздушным течением, осуществляющим обмен в рамках общей циркуляции атмосферы. Районы формирования воздушных масс представляют собой обширные территории, достаточно однородные по горизонтали для того, чтобы воздушная масса, расположенная над таким районом, приобретала одинаковые характеристики по всей площади, т. е. чтобы она тоже становилась однородной по горизонтали. При определении некоторой области поверхности Земли как района формирования воздушной массы предполагается, что воздух над такой областью находится достаточно долго для того, чтобы приблизиться к термодинамическому равновесию с подстилающей поверхностью, или, иными словами, чтобы приобрести погодные характеристики, типичные для данного района формирования.

Крупномасштабный характер элементов, образующих в своей совокупности общую циркуляцию, проявляется на ежедневных картах погоды в виде основных атмосферных потоков полярного и тропического происхождения, продвижение которых к югу или северу может быть прослежено ото дня ко дню. Эти основные течения вместе со связанными с ними полярными и тропическими воздушными массами определяют тот механизм, с помощью которого избыточное тепло интенсивно переносится из тропиков к полярным широтам. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Значимость для погоды. Термодинамические свойства воздушной массы обусловливают не только общий характер погоды в обширном районе, над которым находится воздушная масса, но и в некоторой степени интенсивность погодных процессов во фронтальной зоне. Главнейшие погодные характеристики воздушной массы определяются вертикальным распределением двух элементов: влажности и температуры. От вертикального распределения влажности зависит отсутствие или наличие процессов конденсации водяного пара, т. е. отсутствие или наличие тумана или облаков, их высота и вертикальная мощность. От вертикального распределения температуры зависит, во-первых, является ли воздушная масса относительно теплой или относительно холодной, и, во-вторых, что более существенно, вертикальный градиент температуры определяет устойчивость или неустойчивость воздушной массы, термическую конвекцию и, следовательно, слоистообразную или ячеистую структуру облаков и осадков. Наиболее неус-

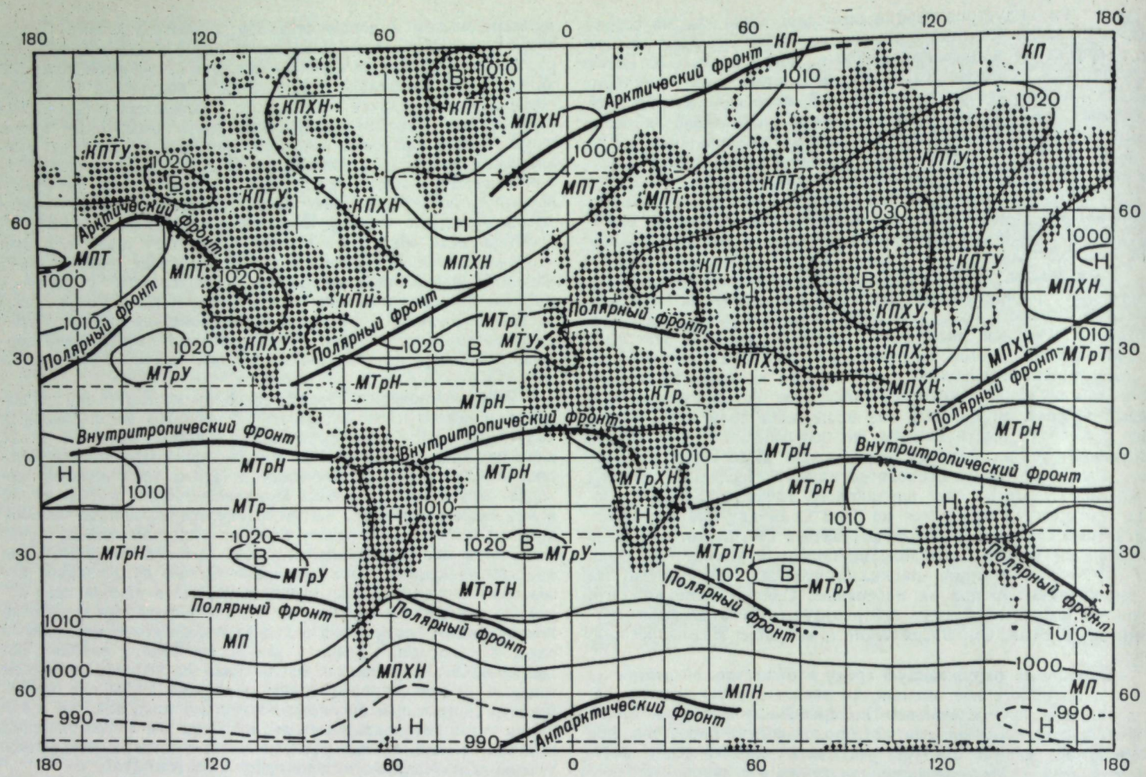


Рис. 1. Районы формирования воздушных масс, январь. *(Из H. C. Willett and F. Sanders, Descriptive Meteorology, 2d ed., Academic Press, 1959)*

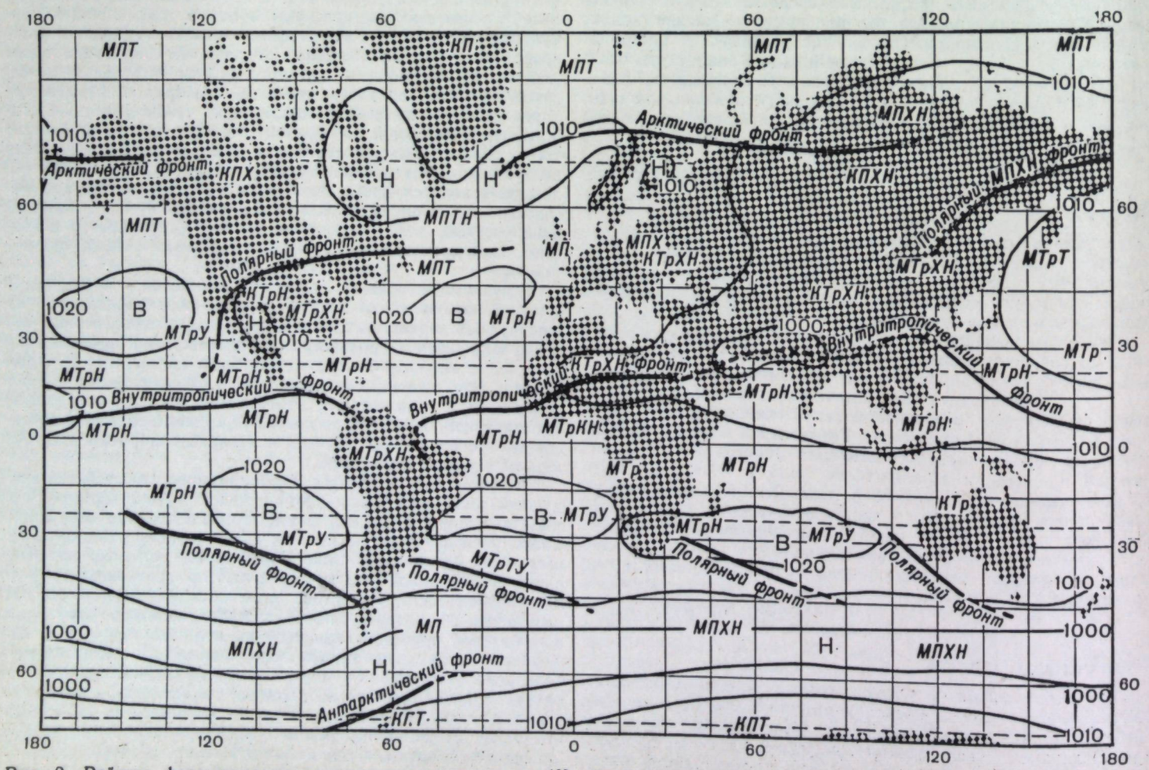


Рис. 2. Районы формирования воздушных масс, июль. *(Из H. C. Willett and F. Sanders, Descriptive Meteorology, 2d ed., Academic Press, 1959)*

тойчивые влажные воздушные массы, в которых градиент может приближаться к 1 °С на 100 м, характеризуются сильной турбулентностью и интенсивными ливнями или грозами. В наиболее устойчивых воздушных массах на небольших высотах наблюдается рост температуры с высотой (инверсия). При этих условиях турбулентность развита слабо, и если воздух влажный, то имеет место туман или низкая слоистая облачность, возможна морось; если же воздух сухой, то возможна дымка, связанная с распространением пыли или промышленных выбросов. См. *Инверсия температуры.*

Классификация. Службами погоды различных стран мира были разработаны разнообразные системы классификации и обозначения воздушных масс. Степень полезности классификации и обозначений типов воздушных масс при анализе карт погоды зависит от того, насколько точно такая классификация отражает термодинамические свойства, определяющие погодные характеристики воздушной массы. Эти свойства воздушная масса приобретает, во-первых, в районе ее формирования и, во-вторых, в результате трансформации, которой она подвергается после того, как покидает район формирования. Соответственно этому большинство систем классификации воздушных масс основывается на обозначении района формирования и последующих влияний, которым подвергается воздушная масса. Вероятно, наиболее эффективной и широко распространенной является классификация, несколько измененная по сравнению с первоначальной норвежской и базирующаяся на следующих четырех признаках.

Полярное или тропическое происхождение. Все основные районы формирования воздушных масс располагаются в полярных (*П* на рис. 1 и 2) или в тропических (*Тр*) широтах. В средних широтах происходит изменение свойств воздушных масс, первоначально имевших полярное или тропическое происхождение. Холодные и теплые воздушные массы различаются по району их формирования.

Морское или континентальное происхождение. Чтобы быть однородным, район формирования воздушной массы должен быть либо полностью морским, либо полностью континентальным. От этого зависит наличие или отсутствие влаги, необходимой для интенсивных процессов конденсации. Однако длительное перемещение над океаном трансформирует континентальную воздушную массу в морскую, так же как длительное перемещение морской воздушной массы над территорией суши, в особенности пересечение ею основных горных хребтов, трансформирует ее в континентальную. На рис. 1 и 2 для обозначения морского или континентального характера воздушной массы использованы соответственно буквы *М* и *К*, стоящие перед *П* и *Тр* (т. е. *МП*, *КП*, *МТр* и *КТр*).

Нагревание или охлаждение при взаимодействии с земной поверхностью. От этого процесса зависит, будут ли нижние слои атмосферы вертикально неустойчивыми или устойчивыми. Во влажной воздушной массе в зависимости от нагревания или охлаждения у земли соответственно наблюдаются конвективные кучевые облака и хорошая видимость или низкие слоистые облака и туман. На картах использованы обозначения *Т* (теплая) и *Х* (холодная), как, например, *МПХ* или *МПТ*.

Конвергенция или дивергенция. На малых высотах горизонтальная конвергенция связана с восходящими движениями, а горизонтальная дивергенция — с нисходящими. Преобладание одного из этих процессов сложным образом зависит от крупномасштабного распределения воздушных течений в данной массе. Горизонтальная конвергенция приводит к вертикальной неустойчивости воздушной массы в ее верхних слоях (*Н* на картах), а горизонтальная дивергенция — к вертикальной устойчивости (*У* на картах). От этого различия зависит возможность или невозможность осуществления сильных внутримассовых ливней и гроз или сильных фронтальных осадков. Примеры обозначения этих процессов для морских воздушных масс таковы: *МПТУ, МПТ, МПТН, МПУ, МПН, МПХУ, МПХ* и *МПХН*.

Хард К. Виллет

Лит.: W. L. Donn, Meteorology, 4th ed., 1975; H. C. Willett and F. Sanders, *Descriptive Meteorology*, 2d ed., 1959.

Доп. лит.: Зверев А. С. Синоптическая метеорология.— Л., 1977.

Гало

Система светящихся колец или дуг вокруг Солнца или Луны, вызванных преломлением и отражением световых лучей в кристаллах льда, плавающих в воздухе. Так как ледяные кристаллы имеют форму шестиугольных пирамид или призм, то лучи, испытывающие наименьшее отклонение при преломлении на гранях, вершинах и основаниях этих призм, образуют конус, ось которого направлена к Солнцу. Эти лучи образуют вокруг Солнца светящиеся круги радиусом в 22^5 (внутреннее гало) или 46° (внешнее гало). Так как красные лучи испытывают меньшее отклонение, чем голубые, то обращенная к Солнцу граница внутреннего и внешнего гало имеет красную окраску. Иногда на небе, кроме внутреннего и внешнего гало, появляется несколько аналогичных колец или дуг и светящихся пятен, также возникающих в результате преломления или отражения световых лучей, падающих на кристаллики льда в атмосфере. Как правило, все эти явления являются частью более сложной системы явлений, называемой гало. Наиболее часто наблюдается внутреннее гало. См. *Ложное Солнце.*

Зденек Секера

Галогены в атмосфере

Галогены — фтор, хлор, бром и иод — встречаются в атмосфере как в составе аэрозолей, так и в виде газов. Естественными источниками их поступления являются диспергирование морской воды при разрыве пузырьков воздуха и непосредственное улетучивание с морской поверхности. Галогены поступают в атмосферу также из антропогенных источников загрязнения воздуха, таких, как выхлопные газы автомобильных двигателей и выбросы искусственных органогалогенных соединений. Галогены отличаются высокой химической активностью и в тропосфере, и в стратосфере. Хотя в атмосфере галогены встречаются лишь как следы, они играют важную роль в общем балансе химических реакций.

Частицы морской соли. Морская соль поступает в атмосферу при схлопывании пузырьков захваченного воздуха, поднимающихся из толщи воды к поверхности моря. При этом от разрывающегося пузырька отлетают несколько реактивных капель размером около одной десятой его диаметра и переносят в атмосферу на высоту в несколько сантиметров вещество, первоначально сосредоточенное в поверхностной пленке пузырька. Из разорвавшейся пленочной оболочки образуется также каскад более мелких капель. Подхваченные воздушным потоком капли размером менее 10 мкм, которые образовались из небольших пузырьков, превращаются в аэрозоль и переносятся на большие расстояния от места их появления. В результате они либо вымываются из воздуха осадками, либо осаждаются при ясной погоде.

Химический состав брызг отличается от состава морской воды, что связано с процессами фракционирования при схлопывании пузырьков. В атмосферу преимущественно выносятся вещества, сконцентрированные в поверхностном микрослое моря и пленках пузырьков. Измерения концентраций хлора, брома и иода в морских брызгах показывают, что массовое отношение брома к хлору является примерно таким же, как в морской воде, и составляет 0,0034, хотя заметно меняется в зависимости от размера частиц. С другой стороны, массовое отношение иода к хлору в аэрозолях, особенно в мельчайших частицах, может быть в 1000 раз больше, чем в морской воде. Такое обогащение иодом объясняют особенностями процессов концентрирования иодосодержащих и поверхностно-активных органических соединений во взвешенных в воздухе каплях, появляющихся при разрыве пузырьков, и летучих соединений иода, выделяющихся с поверхности моря. Последние соединяются с аэрозолем под влиянием физических и химических процессов, действующих в атмосфере.

Относительное содержание галогенов в верхних слоях атмосферы определяется соотношением их концентраций в исходном веществе и временем их пребывания в атмосфере. Более продолжительное время пребывания, характерное в первую очередь для элементов в газовой фазе (поэтому они выводятся из атмосферы очень медленно), обусловливает их повышенную среднюю концентрацию в воздухе. Наблюдения показывают, что массовое отношение брома к хлору в частицах, присутствующих в стратосфере, значительно больше, чем в тропосферных аэрозолях. Это может указывать на то, что на больших высотах важную роль в обогащении бромом играет перенос его паров к частицам.

Загрязнение воздуха частицами выхлопных газов. При сгорании этилированного бензина образуются частицы, содержащие хлорбромид свинца; этот процесс представляет собой основной источник воздушных бромсодержащих взвесей, наблюдающихся над густонаселенными районами. По сравнению с морскими аэрозолями, которые образуются «механическим» путем при разрыве пленок и поэтому сравнительно обогащены крупными частицами, частицы галоидных соединений свинца в выхлопных газах являются более мелкими, в основном

менее 0,5 мкм, так как образуются путем конденсации и коагуляции паров в системе выпуска отработанных газов. Выведение таких мелких частиц из атмосферы в результате оседания, соударений или конденсации водяного пара и выпадения дождя происходит медленно, и они задерживаются в воздухе на более продолжительное время. Мелкие частицы галогенных соединений свинца глубоко проникают в дыхательный тракт человека и оседают преимущественно в легких, а не в трахеобронхиальной области. Отмечено, что массовое отношение брома к свинцу в воздухе обычно в несколько раз меньше, чем в этилированном бензине (0,4), и убывает с увеличением времени пребывания взвешенных частиц в воздухе. Таким образом, в естественных условиях бром антропогенного происхождения представляет собой подвижный элемент, который постепенно высвобождается из частиц в виде пара. Химические реакции, в которые он затем вступает, изучены еще недостаточно хорошо. См. *Загрязнение атмосферы.*

Галогеносодержащие газы в тропосфере. Установлено, что вдали от населенных районов концентрации газообразных соединений хлора, брома и иода в воздухе значительно выше их концентраций во взвешенных частицах. С помощью специальных методов фильтрации, позволяющих выделять неорганические и органические газообразные соединения галогенов, определялось содержание галогенов в воздухе над Северной Америкой на некотором удалении от основных источников загрязнения. Согласно данным за 1974 г., содержание хлора в газовой фазе в воздухе в 20—50 раз превосходило его содержание в аэрозоле. Для брома это отношение составляло от 4 до 40 и для иода — от 6 до 15. Полагают, что бо́льшая часть газообразных галогенов представляет собой скорее органические соединения, нежели неорганические пары. Определенную роль в их образовании и превращениях в атмосфере играют фотохимические реакции. См. *Тропосфера.*

Галогеносодержащие газы в стратосфере. Процессы переноса малых газовых составляющих из тропосферы в стратосферу являются очень сложными. Прежде чем снова уйти в тропосферу и достигнуть поверхности Земли, эти составляющие задерживаются на много лет в стратосфере. В ходе фотохимических реакций и реакций с участием свободных радикалов многие стратосферные газовые примеси вовлекаются в процессы образования и разрушения озона и тем самым влияют на радиационный баланс стратосферы. Галоидозамещенные углеводороды из природных и антропогенных источников в нижней атмосфере могут диссоциировать в стратосфере при поглощении ультрафиолетовой радиации. В результате образуются свободные атомы галогенов, оказывающие каталитическое воздействие на фотохимический цикл озона. В 1975 г. внимание ученых привлек вопрос о возможном значении увеличивающихся выбросов хлорфторметановых соединений (фреонов) в атмосферу. В стратосфере атомы хлора, образующиеся при фотохимической диссоциации хлорзамещенных углеводородов, могут вступать в реакции типа

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2,$$
$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2.$$

В сочетании с другими реакциями, определяющими баланс озона в стратосфере, дополнительное поступление хлора может привести к уменьшению концентрации озона. Кроме того, хлор действует как катализатор, который регенерирует после каждой реакции и может трансформировать большое число молекул O_3 в O_2. Опасения, что антропогенные хлорфторметаны могут превратиться в важный для стратосферы источник атомов хлора, стимулировали исследования химизма галогенов в атмосфере. См. *Стратосфера, Химия атмосферы.*

Джон. У. Винчестер

Лит.: G. G. Desaedeleer et al., Bromine and lead relationships with particle size and time along an urban freeway, *Trans. Amer. Nucl. Soc.*, 21: 36—37, 1975; R. A. Duce, J. W. Winchester, and T. W. Van Nahl, Iodine, bromine, and chlorine in the Hawaiian marine atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 70: 1775, 1965; R. Guderian, *Air pollution: Phytotoxicity of Acidic Gases and Its Significance in Air Pollution Control*, 1977; K. A. Rahn, R. D. Borys, and R. A. Duce, Tropospheric halogen gases: Inorganic and organic components, *Science*, 190: 549—550, 1976; F. S. Rowland and M. J. Molina, Chlorofluoromethanes in the environment, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 1, 1975; J. W. Winchester et al., Lead and halogens in pollution aerosols and snow from Fairbanks, Alaska, *Atmos. Environ.*, 1: 105, 1967; World Meteorological Association, *Climatological Aspects of the Composition and Pollution of the Atmosphere*, 1975.

Галоклин

Слой морской воды, в котором имеется значительный градиент солености. Постоянный галоклин с уменьшающейся соленостью обычно совпадает с верхней частью постоянного термоклина. Хотя по сравнению с термоклином он выражен слабее и не столь важен, тем не менее океанский галоклин играет значительную роль в происхождении и движении водных масс. К тому же галоклин чрезвычайно существен для режима эстуариев, поскольку его глубина, мощность и профиль сильно влияют на циркуляцию, перемешивание и течение в этих бассейнах. Галоклины эстуариев имеют большие положительные градиенты, которые образуются при натекании пресной воды на придонную морскую воду. См. *Морская вода, Океанография эстуариев, Термоклин.*

Джон. Дж. Шул, мл.

Геомагнетизм

Термин, означающий как сам земной магнетизм, так и соответствующую область науки. В настоящее время термин «геомагнетизм» вытесняет более длинный и устаревший термин «земной магнетизм».

Главное геомагнитное поле. Это поле характеризуется в каждой точке O вектором напряженности магнитного поля F. Направление этого вектора совпадает с направлением линии $P'OP$, соединяющей отрицательный конец P' намагниченной стрелки $P'P$ с ее положительным концом P, причем до намагничивания стрелка уравновешивается, а затем свободно колеблется около точки O. В большинстве районов Земли положительный конец P указывает на северный магнитный полюс. В северном полушарии точка P, как правило, расположена ниже O; магнитная стрелка наклонена к горизонтальной плоскости под углом I, называемым магнитным наклонением.

Однако в южном полушарии точка P обычно расположена выше O — в этом случае наклонение I считается отрицательным. Таким образом, значения I колеблются от 90 до —90°. Точки, где $I = \pm 90°$, называются магнитными полюсами Земли, или полюсами наклонения.

Магнитные полюса и экватор. Имеются два основных магнитных полюса: в 1975 г. их координаты составляли примерно 76,1° с. ш., 100° з. д. и 65,8° ю. ш., 139° в. д. В отдельных районах вблизи сильно намагниченных горных пород могут наблюдаться локальные магнитные полюса.

Распределение значений I по земной поверхности можно обозначить на глобусе или на карте (в любой проекции) с помощью изоклин — линий, вдоль которых I имеет одинаковые значения. Изоклина, для которой $I = 0$ (т. е. уравновешенная магнитная стрелка остается горизонтальной), называется магнитным экватором. На рис. 1 представлена карта изоклин на эпоху 1975 г.

Магнитное склонение. Стрелка компаса намагничена и подвешена таким образом, что она уравновешена и может двигаться в горизонтальной плоскости. Отклонение стрелки от направления на географический север называется магнитным склонением D. Магнитное склонение считается положительным к востоку и отрицательным к западу, альтернативным считается отсчет склонения в положительном (восточном) направлении от 0 до 360°.

На большей части земной поверхности D меньше 90°, однако в небольших областях вблизи магнитных полюсов оно принимает все возможные значения. На самих магнитных полюсах стрелка компаса не устанавливается в каком-либо определенном направлении. На географических полюсах стрелка устанавливается в определенном направлении, причем D принимает все значения вдоль небольшого замкнутого пути, совершаемого наблюдателем вокруг полюса.

Распределение значений склонения на земной поверхности может быть показано с помощью изогон — линий, соединяющих постоянные значения D. Все изогоны сходятся в геомагнитных и географических полюсах. На рис 2 представлена карта на эпоху 1975 г. Изогоны, вдоль которых $D = 0$, называются агоническими линиями. На этих линиях стрелка показывает на истинный (географический) север.

Распределение D на земной поверхности можно также охарактеризовать системой магнитных меридианов, т. е. линий, в каждой точке которых направление линии совпадает с направлением стрелки компаса. Эти линии простираются от южного магнитного полюса к северному, причем географические полюса не являются для них особыми точками, как для изогон. Они более ясно, чем изогоны, показывают распределение на земной поверхности направлений стрелки компаса.

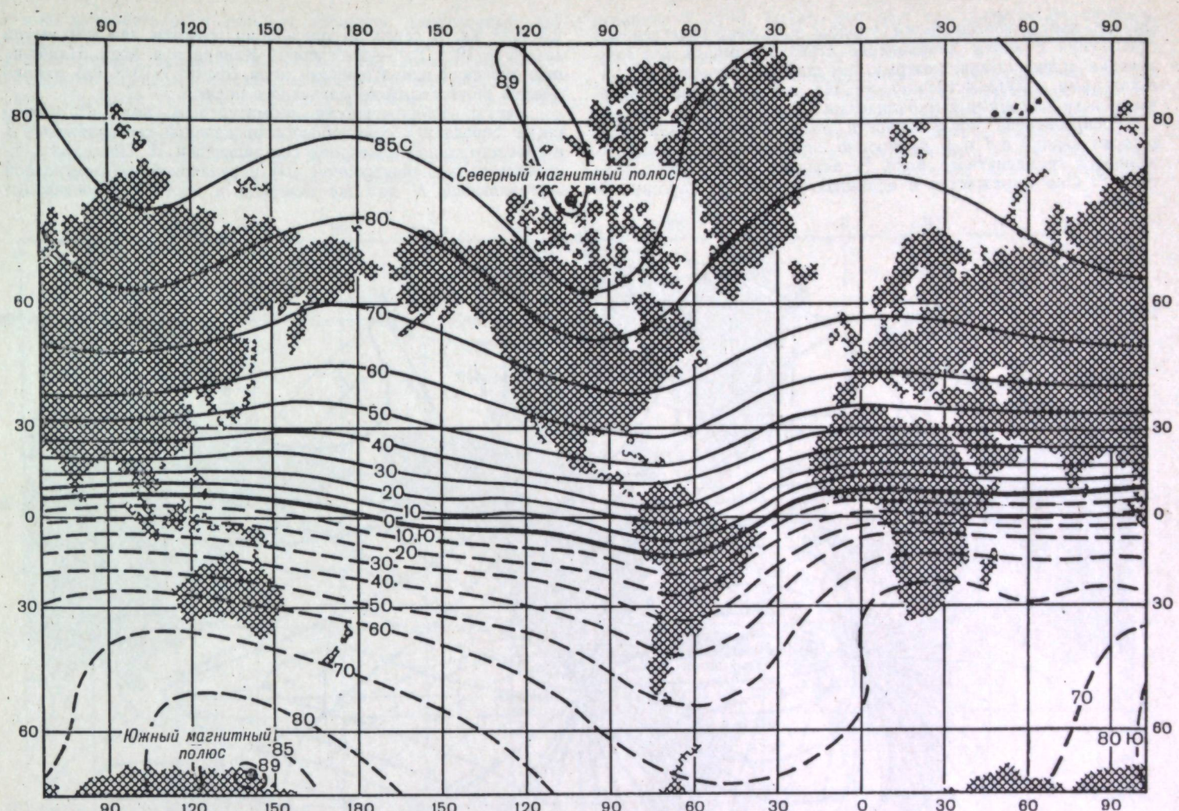


Рис. 1. Карта изоклин на эпоху 1975 г. *(По данным U. S. Naval Oceanographic Office)*

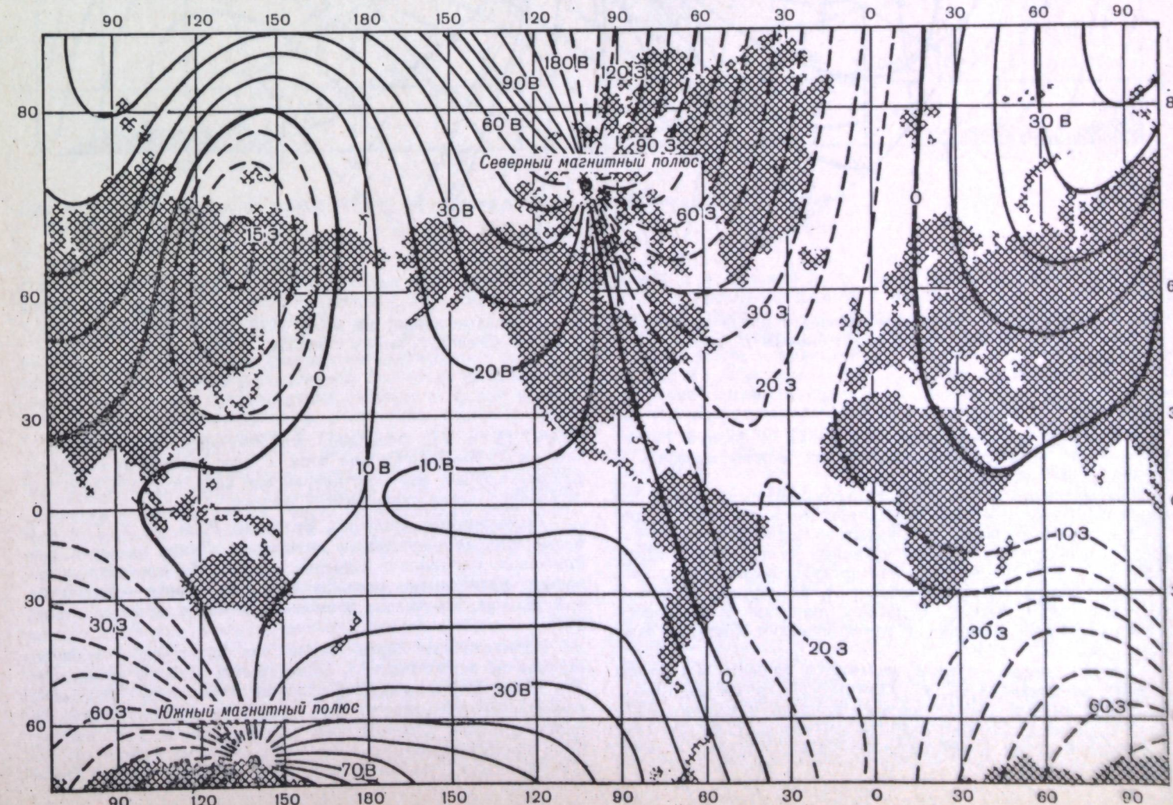


Рис. 2. Карта изогон на эпоху 1975 г. *(По данным U. S. Naval Oceanographic Office)*

Однако карты изогон более удобны для непосредственного считывания с карты направления стрелки компаса без применения транспортира, поэтому они широко применяются навигаторами и путешественниками. На рис. 3 показано различие между изогонами и меридианами.

Распределение напряженности поля. Третьей величиной, которая наряду с I и D полностью определяет вектор напряженности геомагнитного поля **F**, является длина этого вектора F. Она выражается в единицах, названных гауссами — в честь немецкого математика, астронома и физика Гаусса (1777—1855), впервые показавшего, как можно выразить F в единицах длины, массы и времени.[1]

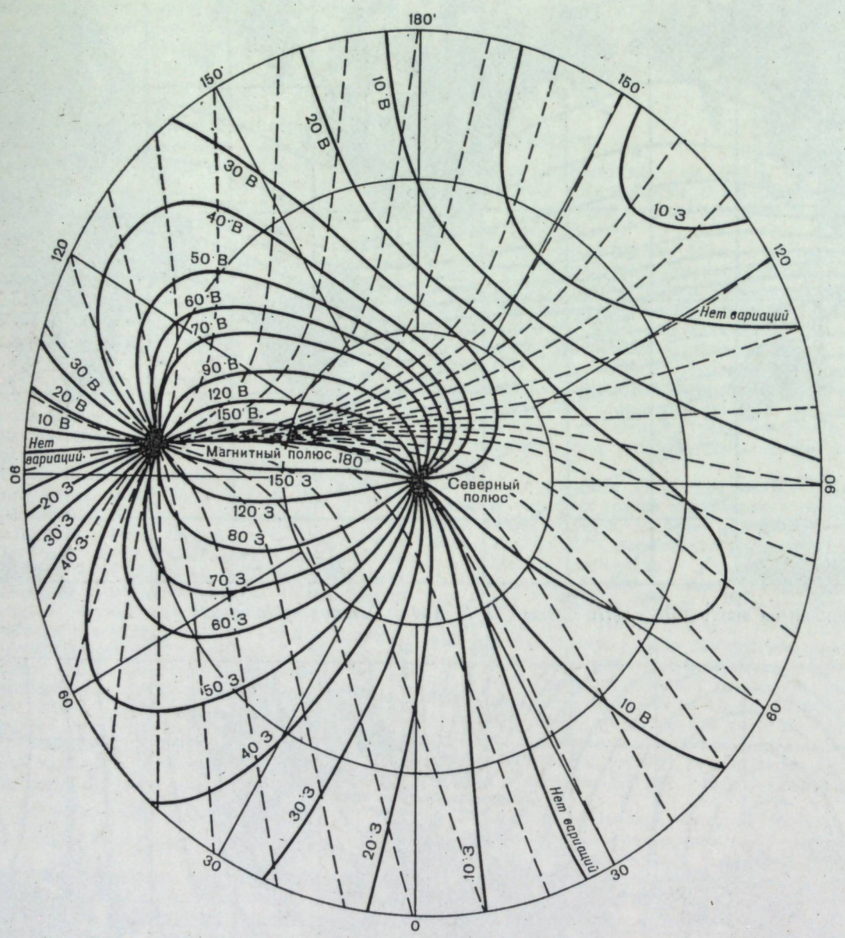


Рис. 3. Карта изогон (сплошные линии) и магнитных меридианов (штриховые линии) на эпоху 1922 г. для арктических областей к северу от широты 60°. *(По данным H. Spencer Jones* в кн.: *S. Chapman and J. Bartels, Geomagnetism, 2 vols., Oxford, 1940)*

Распределение напряженности геомагнитного поля F по земной поверхности можно охарактеризовать так же, как для I и D, с помощью линий постоянных значений F, которые называются изодинамами. Карта изодинам на эпоху 1975 г. показана на рис. 4. Значения F, как правило, возрастают с увеличением широты (северной и южной), но картина распределения довольно сложная. В низких широтах, у восточного побережья Южной Америки, F имеет минимум, составляющий $2{,}3 \cdot 10^{-5}$ Тл. В северном полушарии имеются два максимума (около $6 \cdot 10^{-5}$ Тл) — в Северной Канаде и в Азии. Наибольшие значения напряженности поля (около $7 \cdot 10^{-5}$ Тл) наблюдаются вблизи южного магнитного полюса.

Вектор напряженности геомагнитного поля **F** можно также определить с помощью вертикальной составляющей Z и горизонтальной векторной составляющей **H**. Последняя определяется ее направлением (D) и скалярной горизонтальной составляющей H или же северной и восточной составляющими (X и Y). Очевидно, что $Z = F \sin I$, $H = F \cos I$, $X = H \cos D$, $Y = H \sin D$; при этом Z, так же как I, считается положительным, если оно направлено вниз, а Y, как и D, положительно, если направлено к востоку.

Геомагнитные элементы. Величины F, H, X, Y, Z, I и D называются геомагнитными элементами. Линии на карте, соединяющие постоянные значения какого-либо элемента, называются магнитными изолиниями, а сама карта — изомагнитной. На рис. 5 показана изомагнитная карта для H на эпоху 1975 г.

Изомагнитные карты Земли или какого-либо большого региона не могут выявить более тонких деталей распределения поля. Карты меньших областей (например, какого-либо европейского государства или одного из штатов США), как правило, более детальны при условии, что в этих районах была предварительно сделана подробная магнитная съемка. На некоторых участках такой карты изолинии могут значительно отклоняться от главных изолиний, характерных для мировых карт. Это объясняется тем, что в районах локальных магнитных аномалий магнитное поле возмущено намагниченными горными породами, залегающими не слишком глубоко. Наиболее сильные локальные аномалии в виде узких параллельных полос были обнаружены вблизи г. Курска (СССР). Они находятся на расстоянии 60 км друг от друга и направлены с северо-востока на юго-запад. Ширина наиболее возмущенного участка более сильной (северной) полосы составляет только 2 км, хотя длина полосы равна примерно 250 км. В районе этой аномалии Z везде выше нормы и его значение достигает $19 \cdot 10^{-5}$ Тл.

[1] Строго говоря, гауссом называется единица магнитной индукции в системе СГС (1 Гс$=10^{-4}$ Тл в системе СИ), а единицей напряженности магнитного поля в системе СГС является эрстед (1 Э$=79{,}6$ А$\cdot$м$^{-1}$ в системе СИ), но для геомагнитного поля численной разницей между эрстедом и гауссом можно пренебречь.

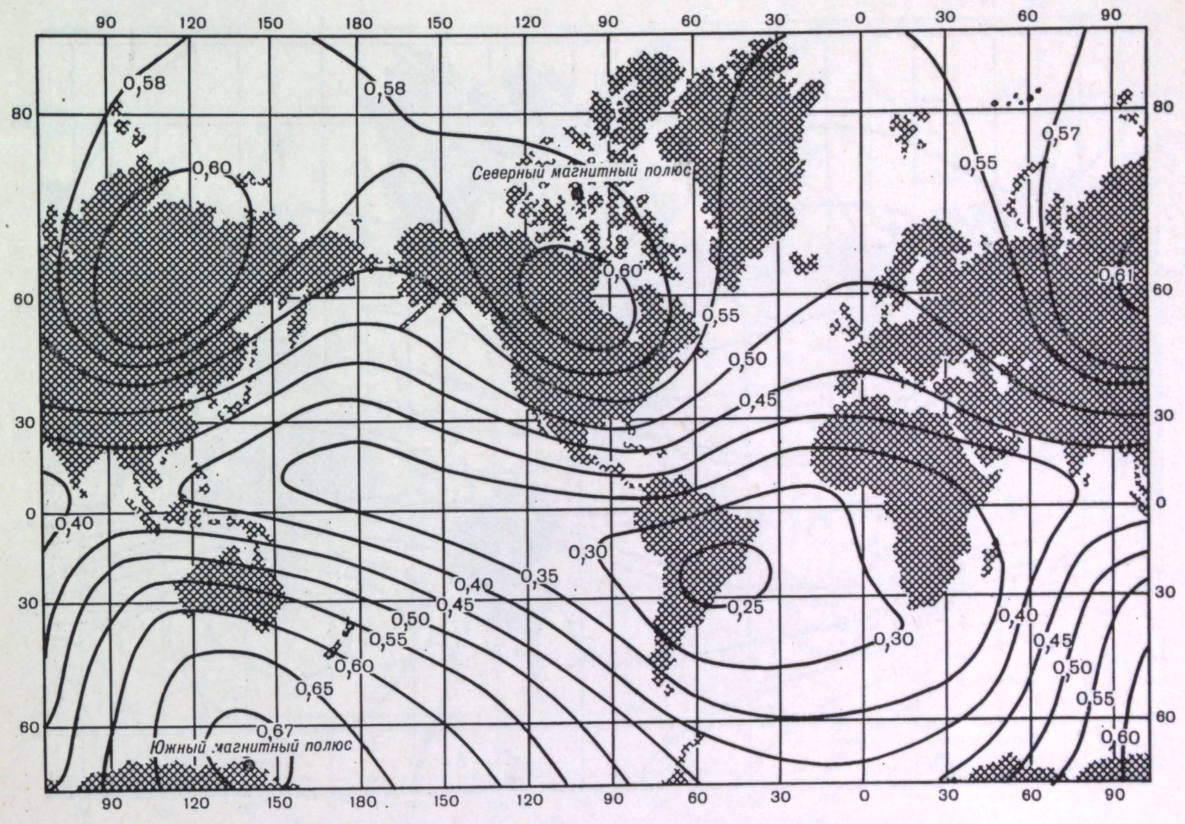


Рис. 4. Карта изодинам на эпоху 1975 г. (*По данным U. S. Naval Oceanographic Office*)

Сферический гармонический анализ. Магнитное поле на поверхности Земли можно описать математически с помощью сферического гармонического анализа. Для этого используются данные, полученные при магнитных съемках, т. е. при измерении геомагнитных элементов в достаточно большом числе точек на земной поверхности. В результате анализа получают отдельные выражения для тех частей поверхностного поля, источники которых находятся внутри Земли и вне ее. Было установлено, что главное геомагнитное поле почти целиком возникает в земных недрах. Часть геомагнитного поля внешнего происхождения определена еще недостаточно точно, ее напряженность не превышает 100 нТл на поверхности Земли и в среднем составляет около 20 нТл.

Главный член разложения геомагнитного поля по сферическим гармоникам соответствует полю однородно намагниченного шара, или точечного диполя, расположенного в центре Земли. Эта часть геомагнитного поля называется полем диполя. Необходимая для создания наблюдаемого дипольного поля интенсивность намагничивания сферы радиусом, равным радиусу Земли, составляет около $8 \cdot 10^{-6}$ Тл. Это поле может быть также вызвано поверхностными электрическими токами (силой $1{,}5 \cdot 10^{9}$ А), распределенными пропорционально косинусу широты. Магнитный момент эквивалентного диполя составляет $8{,}1 \cdot 10^{15}$ Тл$\cdot$м^3. Все эти три возможные системы, которые могут создать дипольное поле, отличаются от истинного источника поля.

Диаметр Земли, совпадающий с направлением диполя (или с направлением намагничивания однородно намагниченной сферы), называется осью диполя, или геомагнитной осью. Точки пересечения этой оси с земной поверхностью называются дипольными или геомагнитными полюсами. Полярность северного полюса отрицательна, южного — положительна, т. е. силовые линии дипольного поля выходят из южного геомагнитного полюса и входят в северный. На картах северный геомагнитный полюс иногда обозначается буквой B (от boreal — северный), а южный — A (от austral — южный). Географические координаты B — 78,5° с. ш., 69° з. д.; координаты A — 78,5° ю. ш., 111° в. д. Наклон оси диполя к оси вращения Земли составляет 11,5°. Геомагнитный полюс B находится на расстоянии 1280 км от северного географического полюса и 1160 км от северного магнитного полюса; соответствующие расстояния для южных полюсов составляют 1280 и 1350 км. С тех пор как была определена ось диполя (около 150 лет тому назад), ее положение заметно не изменилось. Положение любой точки P может быть определено с помощью геомагнитных координат, ориентированных относительно геомагнитной оси: геомагнитная коширота есть угол BOP (O — центр Земли), геомагнитная долгота измеряется к востоку от той части большого круга, проходящего через геомагнитный и географический полюса, которая лежит к югу от B. Геомагнитный экватор, от которого измеряется геомагнитная широта,— это плоскость большого круга, перпендикулярная геомагнитной оси.

Лучшее приближение к магнитному полю на поверхности Земли дает поле точечного эксцентричного поля. Эксцентричный диполь имеет то же направление и тот же магнитный момент, что и центральный диполь, но он смещен относительно O на 460 км вдоль линии, которая пересекает земную

поверхность в точке, находящейся в Тихом океане к северу от Новой Гвинеи. Поле эксцентричного диполя дает несколько лучшее приближение к реальному поверхностному полю по сравнению с полем центрального диполя; однако остаются еще региональные отклонения, в некоторых местах достигающие 10^{-5} Тл в горизонтальной составляющей.

Разложение потенциала геомагнитного поля по сферическим гармоникам позволяет рассчитать значение поля в любой точке над Землей, если пренебречь изменениями поля, ко-

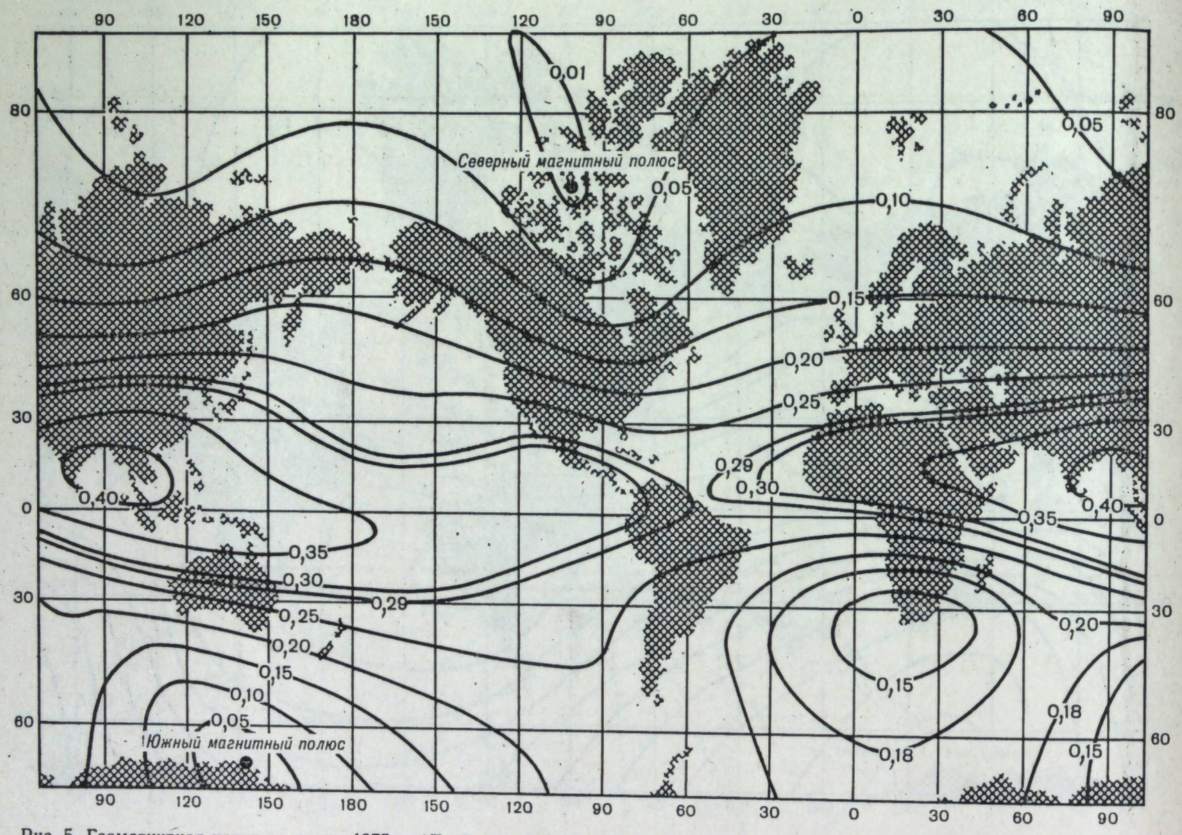


Рис. 5. Геомагнитная карта на эпоху 1975 г. (*По данным U. S. Naval Oceanographic Office*)

торые вызываются электрическими токами в ионосфере и вне ее. Эти токи можно изучать с помощью ракет и спутников. Результаты таких исследований показали, что геомагнитное поле не простирается до бесконечности, уменьшаясь пропорционально кубу расстояния, как это предполагалось ранее. На самом деле геомагнитное поле ограничено некоторой областью, называемой магнитосферой, вырезаемой в непрерывном, хотя и изменяющемся по своей интенсивности потоке плазмы, исходящем от Солнца. Внутри этой области находится кольцевой ток, сильно изменяющий геомагнитное поле во время магнитных бурь. При малой интенсивности потока плазмы этот ток может быть очень слабым. Происхождение геомагнитного поля будет рассмотрено ниже. См. *Геомагнитная буря, Магнитосфера.*

Вековые магнитные вариации. Эти медленные изменения геомагнитного поля требуют непрерывного исправления изомагнитных карт. Любой магнитный элемент в каждой точке земной поверхности может или возрастать, или убывать; скорость этих вариаций непредсказуема и изменяется как по знаку, так и по значению. Распределение скорости изменений каждого элемента по земной поверхности характеризуется картами изопор, т. е. линий равных значений этой скорости.

Карты изопор сложнее, чем карты изолиний самих геомагнитных элементов. На таких картах может быть несколько областей максимальной и минимальной скорости изменений поля, образующих на карте овальные системы изопор (рис. 6).

В то время как главное геомагнитное поле имеет планетарный характер, вековые вариации геомагнитного поля в разных регионах Земли различны. Кроме того, карты изопор изменяются от одного десятилетия к другому гораздо больше, чем изомагнитные. Области максимальных изменений перемещаются, исчезают, а затем появляются новые области. Пример долговременных изменений направления геомагнитного поля показан на рис. 7. С 1576 по 1800 г. стрелка компаса в Лондоне повернулась от 11° в. д. до 24° з. д., тогда как наклонение сначала (к 1700 г.) увеличилось с 71 до 74°, а затем стало снова убывать и достигло 67°. С 1800 г. стрелка компаса отклонилась к востоку приблизительно на 16°. На рис. 7 показаны также тенденции к изменению направления поля для более ранних эпох, определенные по намагничиванию кирпичей в сохранившихся в Великобритании старых римских печах для обжига, время работы которых можно установить. Подобного рода археомагнитные исследования позволяют найти изменения геомагнитного поля в течение столетий и даже тысячелетий.

Из рис. 7 можно сделать вывод о возможности 4—5-векового цикла в изменении направления поля в Лондоне. Однако изменения поля в других местах не позволяют установить какой-либо правильный период вековых вариаций геомагнитного поля.

Другая долговременная вековая тенденция проявляется в перемещении агонической линии, пересекающей на рис. 2 экватор в точке, расположенной на 74° з. д. Движение этой линии было прослежено за больший период времени, чем перемещение более сложной искривленной агонической линии, проходящей через Азию. В 1350 г. эта линия пересекала экватор в точке, расположенной на 20° в. д., и с тех пор она непрерывно перемещалась к западу, пройдя за четыре столетия около 90°. Это движение представляет собой проявление определенной тенденции — дрейфа на запад характерных особенностей на картах изолиний геомагнитных элементов и карт изопор. Другая характерная черта вековых вариаций геомагнитного поля — уменьшение магнитного момента Земли на 5 % за последнее столетие.

Палеомагнитные исследования, т. е. исследования остаточного намагничивания изверженных и осадочных горных пород, позволяют получить данные о магнитном поле Земли во время далеких геологических эпох. Так, было установлено, что направление геомагнитного поля неоднократно изменялось на обратное.

Внутри ядра силовые линии, вероятно, сильно закручены вокруг оси вращения Земли, и напряженность поля может превышать 100 Гс. Магнитное поле и электрические токи в ядре вступают во взаимодействие — в результате возникает направленный к западу дрейф ядра относительно внешней твердой части Земли, вызывающий вековые вариации магнитного поля.

Оценки электрического сопротивления ρ ядра, согласующиеся с этой теорией, колеблются от 10^{-3} до 10^{-5} Ом·м. Это

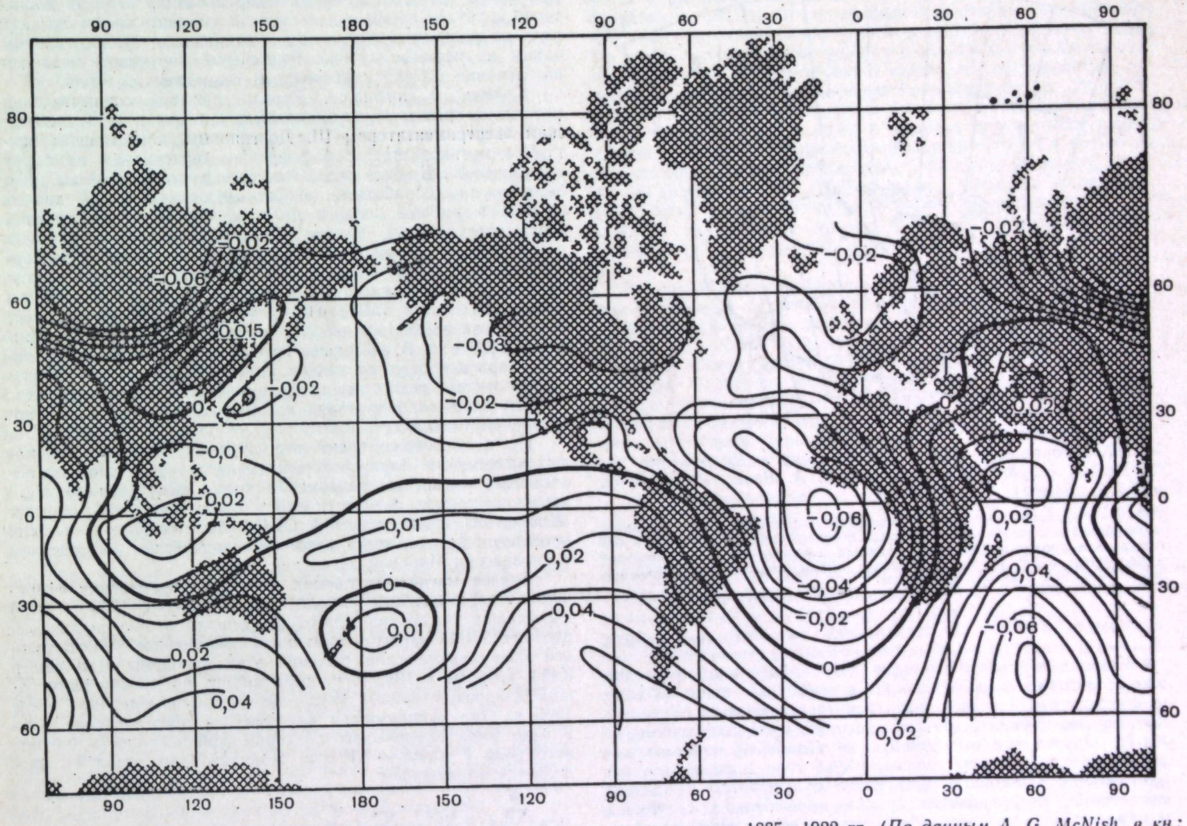


Рис. 6. Изопоры вертикальной составляющей Z геомагнитного поля за период 1885—1922 гг. (*По данным A. G. McNish, в кн.: S. Chapman and J. Bartels, Geomagnetism, 2 vols., Oxford, 1940*)

Изопоры проведены через интервалы 500 нТл; увеличение направленной вниз вертикальной составляющей считается положительным.

значение гораздо меньше сопротивления верхних (сухих) слоев твердой Земли, равного 10^2—10^8 Ом·м. Сопротивление морской воды (ρ) составляет 0,15—0,40 Ом·м в зависимости от ее солености и температуры. На глубине 600—700 км ρ начинает уменьшаться от 10^2 до $5 \cdot 10^{-3}$ Ом·м, на границе между мантией и ядром.

Источники геомагнитного поля. Согласно принятым в настоящее время теориям, источником главного геомагнитного поля с его вековыми вариациями является земное ядро. С геологической точки зрения вековые вариации протекают очень быстро. Их нельзя приписать изменениям, происходящим в земной коре или на небольшой глубине под ней. Вполне вероятно, что главное поле вызывается электрическими токами, текущими в жидком ядре Земли на глубине около 2900 км. Эти токи возникают в результате медленных конвективных движений в ядре, поддерживающих геомагнитное поле подобно самовозбуждающемуся динамо. Региональные особенности главного поля обусловлены конвективными движениями в виде крупномасштабных вихрей, а изменения вихрей приводят к возникновению вековых магнитных вариаций. Эти изменения, по-видимому, не связаны с крупномасштабными географическими и геологическими особенностями.

Согласно этой теории, геомагнитное поле сохраняет в основном дипольный характер вплоть до поверхности земного ядра, причем магнитные силовые линии лежат в плоскостях, содержащих геомагнитную ось. По мере приближения поля к земному ядру его напряженность возрастает обратно пропорционально кубу расстояния до центра Земли и достигает около $5 \cdot 10^{-4}$ Тл в геомагнитных полюсах ядра. Региональные неоднородности поля будут все больше усиливаться по мере приближения его к ядру.

Геомагнитные измерения. Для определения вековых вариаций геомагнитного поля время от времени необходимо проводить магнитные съемки, охватывающие всю Землю. Ранее эти съемки заключались в измерении D, H и I на суше и на море. Для измерения D на основании астрономических наблюдений необходимо определить направление на истинный (географический) север; для измерений I с помощью хорошего уровня следует определить горизонтальное направление. Тогда стрелка компаса (деклинометр) или инклинатор с уравновешенной стрелкой будут показывать D и I. Для достижения надлежащей точности необходимы тщательные неоднократные наблюдения. Для измерения H применяют магнитометры. Первоначальный метод, предложенный Гауссом, состоял в наблюдении колебаний магнита и степени его отклонения другим (вспомогательным) магнитом.

Другой способ измерения H, почти полностью вытеснивший простейший метод с использованием инклинатора с магнитной стрелкой, состоит в быстром вращении катушки в магнитном поле Земли и перемещении оси ее вращения до тех

пор, пока в катушке не исчезнет переменный ток, индуцированный ее вращением. Тогда ось вращения катушки покажет направление геомагнитного поля; этот метод позволяет измерять D и I. Такой инструмент называется индукционным инклинатором или индукционным компасом.

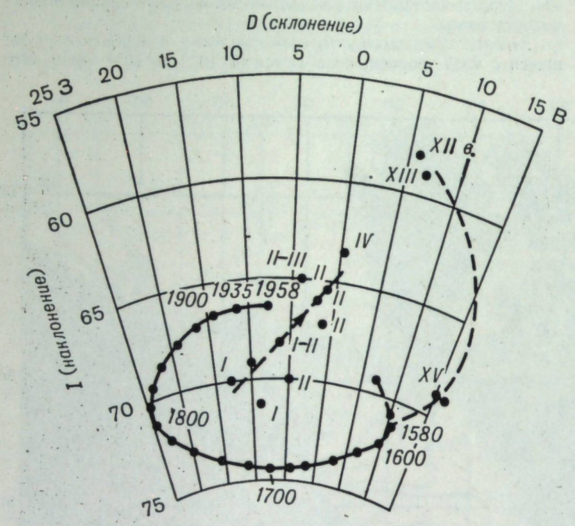


Рис. 7. Направление геомагнитного поля в Лондоне по наблюдениям с 1580 по 1958 г. (*По L. A. Bauer, R. M. Cook, and J. C. Belshe*)

Показаны значения магнитного склонения и наклонения, как правило, через 20-летние интервалы. Отдельные точки — направления поля в более ранние эпохи; штриховыми кривыми показано предположительное направление поля; прямая штриховая линия — оценка изменений направления поля в античные времена.

Сидней Чепмен

Съемки геомагнитного поля для геофизической разведки или геологических исследований в настоящее время обычно производятся с помощью магнитометров с оптической накачкой (прецессионных), точность которых составляет примерно 1 нТл. Однако эти инструменты не позволяют измерять направление поля, а дают только абсолютное значение его напряженности. Подобные устройства буксируются в воздухе самолетами, перемещаются судами на небольших глубинах и даже устанавливаются вблизи дна океанов. Процесс обработки этих данных с целью получения карт аномалий, соответствующих только магнитным полям, вызванным источниками, лежащими в земной коре,— скорее искусство, а не наука. Это объясняется тем, что пока еще точно не установлено, какая часть наблюдаемого магнитного поля может быть отнесена за счет земного ядра и какая — за счет индуцированного или остаточного намагничивания горных пород.

Мировые магнитные съемки. Попытка составить карту глобального геомагнитного поля была предпринята Международной ассоциацией по геомагнетизму и аэрономии (МАГА) в ходе проведения Международного года спокойного Солнца (1964-65 г.). Было организовано Бюро мировой магнитной съемки (ММС) для координации этой деятельности, в которой участвовали исследователи из 41 страны.

Важным результатом деятельности Бюро ММС стало соглашение об основном магнитном поле на эпоху 1965, 0. Группа ММС собралась в 1968 г. в Вашингтоне (США), оценила анализы данных магнитных съемок, проведенных различными организациями, и установила в качестве стандарта международное геомагнитное основное поле. Этот стандарт представляет собой одну из наиболее смелых попыток научной координации, так как геомагнитное поле изменяется непредсказуемым образом и его значения необходимо переопределять через несколько лет.

Картирование поля. Цель ММС состояла в получении данных, необходимых для составления карт и моделей поля, имеющих практическое значение и служащих для исследования источников поля. Необходимо было построить карту плавно изменяющегося главного поля, исключая из результатов съемок эффекты локальных аномалий, источники которых лежат в земной коре, и кратковременных изменений поля, вызванных процессами в ионосфере и магнитосфере. Во время ММС (и ранее) значительный вклад в организацию магнитных съемок сделали советские ученые, осуществившие съемки на немагнитном судне «Заря», а также ВМС США и обсерватория Доминион (Канада), производившие аэромагнитные съемки. Внесли свой вклад и другие страны, производившие магнитные съемки в пределах своих границ и вблизи них.

Однако даже эти международные мероприятия не могли обеспечить точного глобального картирования поля за достаточно короткое время для получения «моментального снимка» поля до искажения его вековыми вариациями. В связи с этим одним из первых научных применений спутников было использование их для картирования геомагнитного поля.

Съемки со спутников. Первая попытка осуществления магнитной съемки со спутника была сделана в 1958 г. советским экспериментатором Ш. Долгиновым, поместившим векторные магнитометры с насыщенным сердечником на борту «Спутника-3». Данные отдельных составляющих вектора поля было трудно обработать, и поэтому окончательный анализ состоял в расчете полного поля на основании наблюдений трех составляющих, причем точность измерений составила около 100 нТл. Основная причина трудности анализа векторных данных заключалась в необходимости точного знания ориентировки инструмента. Так, например, при напряженности измеряемого поля 57 000 нТл ошибка в ориентировке всего на 1° могла привести к ошибке в составляющих, равной примерно 1000 нТл. В настоящее время усовершенствованная система ориентировки спутников по звездам позволяет производить точные векторные измерения поля. На 1979—1980 гг. в США была запланирована новая глобальная съемка с помощью спутников.

Но в настоящее время все спутники, летавшие на малых высотах, на борту которых имелась аппаратура для абсолютных магнитных измерений (кроме «Спутника-3»), производили только съемку полного поля. Советский спутник «Космос-49» и американский OGO-2 были запущены в соответствии с двусторонним советско-американским соглашением о проведении Мировой магнитной съемки.

Анализ магнитных съемок. Методика применения сферического гармонического анализа (см. выше) с 1960 г. была значительно улучшена благодаря использованию высокоскоростных ЭВМ. Первыми применили современное вычислительное оборудование для решения этой проблемы Дженсен и Кэйн, которые в 1962 г. провели анализ по методу наименьших квадратов данных всех съемок, произведенных после 1940 г. Они использовали классическое представление поля в виде ряда сферических гармоник. Напряженность магнитного поля $\mathbf{F}$ равна $-\Delta V$, где скалярный потенциал V определяется выражением

$$a\sum_{n=0}^{n^*}\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}\sum_{m=0}^{n}\left(g_n^m\cos m\varphi+h_n^m\sin m\varphi\right)P_n^m(\theta).$$

Здесь a=6371 км (средний радиус Земли), r — радиальное расстояние от центра Земли, θ — географическая коширота, φ — восточная долгота, P — сферическая функция Шмидта, g и h — сферические гармонические коэффициенты, определяемые путем сферического анализа, n^* — уровень «усечения» для разложения в ряд. Наименьший масштаб структуры поля, отражаемый этим выражением, составляет $2\pi/n^*$ или, в линейных размерах, равен окружности Земли (40 000 км), деленной на n^*.

Так как в настоящее время съемки со спутников позволяют определить только полное поле, то точность анализа зависит от наличия ряда очень точных наблюдений, дающих возможность получить хорошую векторную модель. К счастью, это можно сделать с помощью данных со спутников, так как высота их полета находится выше уровня, на котором местные аномалии добавляют сильные шумы к наблюдениям магнитного поля (эти шумы могут составлять 200—100 нТл). Была разработана модель, согласующаяся с точностью до 10 нТл с результатами пятилетних наблюдений со спутника OGO. Так как эта модель ограничена только напряженностью полного поля, то ошибки в составляющей, перпендикулярной полю, могут быть велики. Однако вследствие свойств потенциального поля изменение направления поля в какой-либо одной точке приведет к изменению напряженности поля в других точках. Было установлено, что «поперечная» ошибка в моделях, основанных только на спутниковых данных, может на порядок величины превышать «продольную» ошибку. Так, например, модель, в которой напряженность поля определена с точностью до 50 нТл, будет иметь поперечные ошибки порядка 500 нТл, что соответствует ошибке по углу 1° вблизи экватора. Кроме того, ошибки на высоте в несколько сотен километров увеличатся вдвое или более (в зависимости от n^*) при экстраполяции модели к земной поверхности.

Однако сравнение с данными на земной поверхности, полученными приблизительно в то же время, показало, что, несмотря на эти трудности, модели, основанные на спутниковых данных, практически так же точны, как и модели, рассчитанные по одним только поверхностным данным. Так, Даусон и Серсон пришли к выводу о том, что модели, построенные по данным со спутников, согласуются с данными аэромагнитных съемок в Канаде и Скандинавии с такой же точностью, с какой эти данные согласуются между собой.

Одним из наиболее интересных и неожиданных результатов съемок со спутников явилось открытие особой структуры геомагнитного поля, напоминающей строение кристалла. Это оказалось неожиданностью, поскольку было принято считать, что размеры геологических аномалий не могут превышать 100 км. Это предположение было основано на том, что земная кора размагничивается при температурах, превышающих точку Кюри. Такие температуры имеют место в океанах на глубине 10 км и на континентах на глубине около 50 км. Однако анализ моделей поля, построенных по данным OGO, показал, что поле, вызванное гармониками с n=11... 12 (длины волн меньше 3500 км), обусловлено намагничиванием горных пород в литосфере, в то время как бо́льшие по размерам структуры поля возникают в земном ядре. Кроме того, на высотах полетов спутников были обнаружены и другие сильные аномалии, например Курская. Хотя исследования этого вопроса продолжаются, по-видимому, большинство таких структур наблюдается над континентами или теми акваториями, где находятся затопленные континенты.

Вековые вариации и диполь. Применение наблюдения со спутников позволяет определять за короткий промежуток времени вековые вариации для всей Земли в целом. Это было сделано с помощью того же метода наименьших квадратов, который был использован для определения коэффициентов g и h. Так, $g=g_0+\dot{g}(t-t_0)$, где t_0 — эпоха, для которой определялись коэффициенты, $\dot{g}$ — вековое изменение g (нТл за год).

Один из таких анализов позволил определить глобальную вековую вариацию с точностью до 4 нТл за год за пятилетний период. Более ранние анализы использовали междугодовые разности элементов, измерявшихся в магнитных обсерваториях или отдельных опорных пунктах.

В других исследованиях была получена детальная и точная информация, касающаяся вековых вариаций в районе наблюдательных станций. Однако такие станции расположены в обжитых районах и отсутствуют во многих областях земного шара, например в районах полюсов и в океанах.

В ходе исследований глобальных вековых вариаций было установлено, что существует некоторая связь между поведением эксцентрического диполя и скоростью вращения Земли. По-видимому, неправильные изменения длины суток вызывают возмущения в потоках вещества вблизи границы между ядром и мантией. Эти возмущения за 7 лет достигают земной поверхности и приводят к изменениям скорости направленного на запад дрейфа эксцентрического диполя, которые в свою очередь могут быть связаны с сильными землетрясениями.

Джозеф К. Кэйн

Лит.: J. C. Cain, Structure and secular change of the geomagnetic field, *Rev., Geophys. Space Phys.*, 13: 203—204, 1975; S. Chapman, *Solar Plasma, Geomagnetism and Aurora*, 1964; S. Chapman and J. Bartels, *Geomagnetism*, 2 vols., 1940; S. Matsushita and W. H. Campbell (eds.), *Physics of Geomagnetic Phenomena*, 2 vols., 1967; H. Odishaw, *Research in Geophysics*, vol. 1, 1964; *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 35—51, 174—241, 1975; A. J. Zmuda (ed.), *The World Magnetic Survey*, IAGA Bull. no. 28, Paris, 1971.

Геомагнитная буря

Сильное кратковременное возмущение магнитного поля Земли продолжительностью от 3 ч до нескольких суток. Магнитное поле, измеряемое в обсерваториях, является результатом воздействия ряда источников, как внутренних, так и внешних. Быстрые изменения поля вызываются внешними источниками, расположенными в ионосфере и магнитосфере. Грэм открыл эти вариации в 1722 г., наблюдая под микроскопом слабые движения стрелки компаса. Изменения напряженности поля во время больших бурь составляют около одной сотой напряженности главного внутреннего поля Земли.

***H*-составляющая.** Обычно вариация горизонтальной (H) составляющей, т. е. составляющей поля вдоль направления на магнитный север, имеет наибольшую амплитуду. Изменения H-составляющей во время бурь, как правило, носят сходный характер; их можно разделить на три фазы: начальную (внезапное начало), главную и восстановления. Внезапные начала отмечаются одновременно на всей Земле, если позволяет точность часов обсерватории и ее магнитометры достаточно чувствительны. Обычно H-составляющая внезапно увеличивается и остается на повышенном уровне в течение нескольких часов. Во время главной фазы, продолжающейся несколько дольше, чем начальная, H-составляющая падает, причем амплитуда падения может значительно превышать амплитуду вариации поля во время начальной фазы. Фаза восстановления до спокойного уровня длится дольше, чем две другие фазы вместе взятые, и может продолжаться несколько суток. Во время более сильных бурь возрастает как амплитуда вариаций, так и их продолжительность. На некоторых станциях проводятся наблюдения только за главной фазой бури, которая называется в этом случае магнитной бухтой, поскольку запись магнитометра напоминает очертания береговой линии на карте.

Географическое распространение. Магнитные бури наиболее интенсивны на ночной стороне Земли на широтах зоны полярных сияний, где они могут быть в несколько раз сильнее, чем в средних широтах. Наименьшая их амплитуда отмечается вблизи широт ±20°, а вторичный максимум — на экваторе. В средних широтах амплитуда примерно 10 бурь в году превышает 50 нТл, примерно одной бури в году — 150 нТл и примерно одной бури за 10 лет — 250 нТл. Активность магнитных бурь увеличивается во время равноденствий, причем амплитуды бурь слегка возрастают в зимнем полушарии.

Число и интенсивность магнитных бурь изменяются вместе с числом солнечных пятен, причем максимум бурь отстает на 1—2 года от максимума 11-летнего цикла. Во время последнего максимума солнечной активности в средних широтах наблюдалось 5—10 бурь в году с амплитудами более 80 нТл.

Начальная фаза. Начальная фаза бури (внезапное начало) возникает в то время, когда ударная волна, распространяющаяся в веществе, движущемся от Солнца (солнечном ветре), достигает границы магнитного поля Земли. Обращенная к Солнцу граница геомагнитного поля находится на расстоянии около 11 радиусов Земли ($R_з$) от центра Земли. Во время исключительно спокойных дней эта граница может отодвигаться на 17 $R_з$, а во время сильно возмущенных дней приближается к 7 $R_з$. Если магнитное поле солнечного ветра направлено на юг, т. е. противоположно магнитному полю Земли, то на границе геомагнитного поля может возникнуть особый эффект — пересоединение силовых линий. Внезапное сжатие магнитосферы, следующее за приходом фронта ударной волны, вызывает внезапное возрастание H-составляющей вблизи Земли. Затем форма магнитосферы медленно восстанавливается. Однако на записях магнитного поля развитие отрицательного отклонения H во время главной фазы вскоре компенсирует положительное отклонение, возникающее при сжатии, и становится преобладающим эффектом. См. *Геомагнетизм.*

Главная фаза. Главная фаза магнитной бури возникает в результате трех эффектов: развития магнитосферного токового кольца, появления тока в ближайшей к Земле части хвоста магнитосферы и усиления токов в ионосфере. Первый из этих токов расположен в экваториальной плоскости Земли на расстоянии (4—6)$R_з$ от нее; он состоит из частиц, захваченных из солнечного ветра, ускоренных и направленных в хвост магнитосферы. По мере возрастания этого направленного на запад тока напряженность поля на поверхности Земли уменьшается. Сжатие магнитосферы и сила кольцевого тока характеризуются ежечасным индексом D_{st}, для определения которого используются данные нескольких экваториальных станций. Эффекты тока в хвосте магнитосферы заметны главным образом на ночной стороне Земли и регистрируются на станциях, расположенных в антисолнечном, т. е. в зимнем полушарии Земли. Эти сложные хвостовые токи находятся в 1—3 раза дальше от Земли, чем сжатая, обращенная к Солнцу граница магнитосферы. Интенсивность хвостовых токов возрастает, и их расстояние до Земли уменьшается во время наибольшего развития бури, приводя тем самым к уменьшению H-составляющей. См. *Ионосфера, Магнитосфера.*

Полярная суббуря. Источником энергии главной фазы магнитной бури в основном является усиление направленных

к западу токов в полярной ионосфере (электроджетов), текущих в полуночном секторе на высоте около 100 км над земной поверхностью. Эти токи связаны с магнитосферой посредством токов, направленных вдоль силовых линий магнитного поля и расположенных вблизи утреннего и вечернего меридианов. Электроджеты являются основной характерной особенностью возмущения, получившего название полярной магнитной суббури. В своем развитии суббуря проходит три стадии: это фаза роста (продолжительностью несколько десятков минут), во время которой происходит инжекция энергии в хвост магнитосферы, фаза расширения, или взрывная (несколько минут и более), когда амплитуда возмущения достигает максимума и возмущение охватывает наибольшую площадь, и фаза затухания (до 1—2 ч). Продолжительность суббури обычно составляет менее 1 ч, но последовательные суббури могут накладываться друг на друга, и магнитное возмущение может длиться несколько часов. Максимальная активность полярных суббурь обычно наблюдается на ночной стороне Земли в области, составляющей менее 5° по широте и до 100° по долготе. Отношение интенсивности высокочастотных составляющих возмущения к интенсивности низкочастотных составляющих обычно быстро уменьшается с увеличением расстояния от центра возмущения. Мерой силы тока в авроральном электроджете служит ежечасный индекс *AE*. Часть тока, замыкающего электроджет, идет по проводящей ионосфере вдали от центра активности суббурь и приводит к усилению возмущения в экваториальной области. С полярными суббурями связаны такие явления, как высыпание низкоэнергичных электронов в ионосферу, полярные сияния, гидромагнитные излучения и поглощение радиоволн. См. *Полярное сияние.*

Фаза восстановления. Фаза восстановления геомагнитной бури является следствием следующих процессов (в порядке возрастания их длительности): затухания авроральных электроджетов, прекращения сжатия магнитосферы и исчезновения хвостовых токов, а также затухания кольцевого тока. Восстановление может длиться от нескольких часов до многих суток, т. е. может в несколько раз превышать продолжительность главной фазы. См. *Кратковременные геомагнитные вариации, Солнце.*

Уоллес Г. Кэмпбелл

Лит.: S. I. Akasofu, *Polar and Magnetospheric Substorms*, rev. ed., 1976; S. Matsushita and W. H. Campbell, *Physics of Geomagnetic Phenomena*, 1967; G. Rostoker, Polar magnetic substorms, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10: 157—211, 1972.

Геострофический ветер

Идеализированное движение воздуха при условии, что горизонтальная составляющая силы Кориолиса, действующей на единицу массы воздуха, в точности уравновешивается силой горизонтального барического градиента, а силы вязкости и ускорение пренебрежимо малы. Использование геострофического ветра дает возможность получать поле ветра по данным о давлении для обширных областей земного шара, где производится мало наблюдений над ветром.

Основные положения. Геострофический ветер направлен параллельно изобарам (линиям равного давления) таким образом, чтобы область более низкого давления в северном полушарии оставалась слева по направлению движения, а в южном полушарии — справа. Скорость геострофического ветра определяется по формуле

$$V_g = \frac{1}{2\rho\Omega \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n},$$

где ρ — плотность воздуха; Ω — угловая скорость вращения Земли; p — атмосферное давление; φ — широта; n — нормаль к изобаре, направленная в сторону возрастания давления. Приближение, называемое сейчас геострофическим ветром, было впервые получено эмпирическим путем Бейс-Баллотом в 1857 г. и известно под названием закона Бейс-Баллота. Действительный ветер на высотах более 1 км близок к геострофическому; исключение составляют области с сильно искривленными течениями и области, расположенные в непосредственной близости к экватору.

Термический ветер. Термин, определяющий изменение геострофического ветра с высотой в слое заданной толщины. Это изменение обусловлено тем, что скорость падения давления по вертикали в двух столбах воздуха разной плотности неодинакова, и поэтому горизонтальная составляющая силы барического градиента, действующей на единицу массы, изменяется с высотой. Термический ветер приблизительно параллелен изотермам и направлен таким образом, чтобы в северном полушарии более холодный воздух оставался слева, а в южном полушарии — справа. Например, заметное преобладание на высотах западных ветров можно рассматривать как следствие нагревания воздуха в тропических широтах и его охлаждения в полярных областях. См. *Ветер, Градиентный ветер, Напряжение трения, Ускорение и сила Кориолиса.*

Фредерик Сандерс

Геофизика

Комплекс наук о Земле, которые для изучения Земли используют законы и методы физики. Иногда геофизику считают частью геологии, однако более распространено представление об одинаковом ранге этих двух наук. Для геофизики в отличие от других наук о Земле характерно проведение прямых или косвенных физических измерений, тогда как геология является скорее описательной наукой.

РАЗДЕЛЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ НАУКИ

Геофизика состоит из нескольких основных разделов, к которым добавляются дополнительные разделы, в определенной мере дублирующие содержание друг друга и основных. В качестве основных разделов обычно рассматриваются следующие: физика земных недр, которая в свою очередь подразделяется на геодезию, геотермию, сейсмологию и тектонофизику; исследования гидросферы, основными подразделами являются гидрология (изучение вод суши) и океанология; исследования атмосферы (метеорология и аэрономия). Ряд разделов геофизики перекрывается многими другими разделами: геомагнетизм и геоэлектричество, геохронология, геокосмогония и геофизические методы разведки. В качестве ветви геофизики обычно рассматриваются также исследования планет и их спутников, поскольку до тех пор пока человек не сможет приземляться на каждом из этих небесных тел, для их исследования будут применяться в основном инструментальные методы, а не непосредственные наблюдения.

Физика земных недр. Подразделяется в свою очередь на четыре основных раздела.

Геодезия. Наука о форме и размерах Земли. Она включает изучение распределения массы Земли, определяемого с помощью измерений гравитационно-центробежной силы (силы тяжести). В связи с изучением космического пространства и запуском космических аппаратов геодезия занимается также изучением распределения гравитационного поля[1] над земной поверхностью вплоть до высот, на которых влияние Земли становится ничтожным.

Геотермия. Наука о распределении тепла в земной коре; включает изучение изменений температуры, источников и стоков тепла, а также процессов теплообмена в земной коре и их влияния на вещества, из которых состоит земная кора. Ряд законов и методов геотермии используется в вулканологии — науке о вулканах.

Сейсмология. Наука о землетрясениях и других колебаниях земной коры. Особенно значительный вклад сейсмология внесла в наши знания о внутреннем строении Земли. Изучение скоростей распространения сейсмических волн в земной коре позволяет получить информацию о распределении горных пород.

Тектонофизика. Наука о деформациях горных пород (иногда ее называют геодинамикой). Она включает тектонику, изучающую крупномасштабную структуру земной коры и процессы, ее обусловливающие, и механику горных пород, изучающую напряжения в горных породах и связанные с ними физические свойства.

Исследования гидросферы. Геофизические исследования гидросферы содержат два основных раздела — гидрологию и океанологию.

Гидрология. Наука о водах суши; включает также гляциологию, изучающую воды суши в форме снега и льда. См. *Гидрология, Гляциология, Поверхностные воды.*

Океанология. Включает исследование формы и структуры океанских бассейнов, физических и химических свойств морской воды, течений, волн и приливов в океанах, термодинамики океанов и влияния всех этих факторов на организмы, живущие в океанах. См. *Морская геология, Океанология, Океаны и моря.*

Исследования атмосферы. Вследствие возрастающего интереса к исследованию околоземного космического пространства в настоящее время общепринято рассматривать аэрономию как самостоятельную науку, не являющуюся частью метеорологии.

Метеорология. Наука об атмосфере Земли; поставляет метеорологическую информацию, которая используется не только в климатологии и прогнозе погоды, но также важна для задач авиации и контроля за загрязнением воздуха. См. *Метеорология.*

Аэрономия. Наука, изучающая процессы в верхней атмосфере (выше 100 км), где вследствие сильной ионизации воздуха существенную роль играют его электрические свойства. Поскольку длина свободного пробега атома или электрона на этих уровнях велика, влияние электрических свойств материи на ее поведение столь же существенно, как и влияние плотности и других механических свойств материи. Атмосфера не имеет отчетливо выраженной верхней границы, а постепенно переходит к относительному вакууму межпланетного пространства. В этой переходной зоне осуществляется непрерывное взаимодействие между веществом земной атмосферы и приходящим извне радиационным и корпускулярным излучением. Солнце, являющееся источником большей части этих излучений, составляет главный объект геофизических исследований. Влияние Солнца на земные условия является одной из основных проблем аэрономии. Изучение процессов, происходящих на Солнце, необходимо для обеспечения безопасности полетов человека вне земной атмосферы. См. *Атмосфера, Динамика верхней атмосферы, Ионосфера, Космические лучи, Магнитосфера, Полярное сияние, Свечение атмосферы, Солнце.*

Науки о планетах. Астрономические данные о планетах и их спутниках получают, фотографируя эти небесные тела и анализируя спектры их отраженного света. Дополнительным источником информации являются данные радиолокационных наблюдений. В последнее время довольно большое значение приобрели измерения с помощью автоматических аппаратов, спускаемых на Луну и ближайшие планеты или пролетающих над их поверхностью. Разнообразные данные таких измерений передаются на Землю по радио. Хотя в конечном счете эти методы могут быть заменены работой исследовательских групп на самих небесных телах или в космических лабораториях, основным источником знаний о более удаленных телах Солнечной системы еще долгое время будут данные косвенных измерений.

Перекрывающиеся разделы геофизики. Помимо перечисленных разделов геофизики, отличающихся друг от друга предметом исследований, существует ряд разделов, перекрывающихся многими другими разделами.

Геомагнетизм и геоэлектричество. Наука о магнитном поле и магнитных свойствах Земли называется геомагнетизмом. Геоэлектричество — это наука об электрических токах в Земле и о ее электрических свойствах. Геомагнетизм и геоэлектричество тесно связаны, поскольку магнитное поле Земли обусловлено в основном электрическими токами в земной коре и атмосфере. См. *Геомагнетизм.*

Геохронология. Эта отрасль науки занимается оценкой дат различных событий в истории Земли. Основной метод исследования основан на радиоактивном распаде. Относительное содержание исходных и вторичных элементов в минерале или горной породе является мерой возраста вещества. Существуют и иные методы, базирующиеся на красном смещении спектра далеких звезд, на скоростях эрозии и осаждения, а также на некоторых других эффектах.

Геокосмогония. Наука о происхождении Земли. Относительно происхождения Земли существует множество гипотез, которые распадаются на две большие группы. В гипотезах первой группы постулируется, что Земля образовалась из скопления более мелких тел, а в гипотезах второй группы предполагается, что она представляет собой часть более крупного тела. В настоящее время предпочтение отдается первой из этих групп. Геокосмогония изучает происхождение Солнечной системы и нашей галактики. Многие данные заставляют предположить, что образование Земли было типичным и сравнительно мелким событием в эволюции Млечного Пути или Вселенной в целом, которое произошло (5—8)·10⁹ лет тому назад.

Геофизические методы разведки. Методы геофизики широко используются не только для исследования общей структуры Земли, но также для разведки нефти, залежей минералов и грунтовых вод, а также при картировании участков для строительства шоссейных дорог, дамб и других сооружений. Для этих целей наиболее широко используются сейсмические методы, однако хорошо развиты также электрические, электромагнитные, гравиметрические, магнитные методы и методы радиоактивной съемки. Многие виды геофизических съемок производятся путем опускания измерительной аппаратуры в специально пробуренные скважины.

Бенджамин Ф. Хауэлл, мл.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОГРАММЫ

Характерной чертой геофизики является необходимость регистрировать, накапливать, сопоставлять, анализировать и обобщать большое количество данных из многих мест за значительные периоды времени. Это сложная и трудная задача, требующая международного сотрудничества, больших штатов научных и технических работников, а также обширных программ полевых исследований с применением сложного оборудования и лабораторий, оснащенных наиболее быстродействующими электронными вычислительными машинами.

Все геофизические дисциплины объединяет также то, что изучаемые ими явления жизненно важны для человечества. Как на производстве, так и в быту едва ли не каждый день приходится принимать решения с учетом метеорологических или иных геофизических явлений. Естественно поэтому, что геофизические исследования интересуют не только ученых, но и общество в целом, и планирование геофизических программ становится важной функцией правительственных и неправительственных организаций. На межправительственном уровне в такие программы оказались вовлеченными специализированные агентства Организации объединенных наций, и прежде всего Международная организация по вопросам просвещения, науки и культуры (ЮНЕСКО) (в области гидрологии и океанологии) и Всемирная метеорологическая организация (ВМО) (в области атмосферных наук). На международном неправительственном уровне эта деятельность координируется Международным советом научных союзов (МСНС) через посредство представленных в этом совете организаций, главным образом научных союзов, таких, как Международный союз геодезии и геофизики (МГСС), а также специализированных научных межсоюзных комитетов, несущих ответственность за конкретные геофизические программы. Следует отметить усиливающуюся тенденцию к сотрудничеству между правительственными и неправительственными органами, которое часто стимулируется специальными резолюциями Генеральной ассамблеи Организации объединенных наций.

Количество крупных международных геофизических программ и их объем существенно возросли, что может быть приписано, по крайней мере частично, огромному успеху Международного геофизического года (МГГ, 1957—1958 гг.). МГГ привлек интерес и возбудил воображение широких масс отчасти потому, что он представлял собой подлинно международную программу, в которой участвовали практически все государства, а отчасти вследствие того, что наиболее успешные работы в рамках МГГ сразу же приводили к ощутимому продвижению в важных областях наук. С точки зрения ученых МГГ был успешным, поскольку он позволил почти одновременно осуществить ряд программ глобального масштаба. Более того, в результате проведения МГГ геофизические исследования стали рассматриваться в качестве основной, а не побочной задачи многих экспедиций. Превосходным примером геофизических исследований как основной задачи экспедиций было — и, к счастью, остается и сейчас — горизонтальное и вертикальное зондирование Антарктического континента.

Имея возможность включать различные вполне разумные и обоснованные проекты в международную геофизическую программу, необходимо, однако, учитывать, что такого рода программа отнюдь не является простой попыткой использования возросших возможностей получения финансовой и общественной поддержки. В действительности эти программы представляют собой попытки планирования наиболее рационального развития методов и технологии исследований в глобальном масштабе. Из-за необходимости проведения одновременных или, по крайней мере, координированных исследований было бы просто неэффективно или неэкономично вводить новые или расширять действующие программы случайным образом. Именно поэтому при проведении международных геофизических программ основное внимание уделяется исследованиям с помощью сравнительно новых методов наблюдений. В результате эти программы реализуются таким образом, чтобы уже почти с самого начала можно было достичь значимых результатов. Необходимо в то же время анализировать уже действующие программы и выявлять их недостатки (в отношении применяемых приборов, наблюдательной сети, подготовки персонала и т. п.), особенно если таковые имеют важное значение для последующих исследований, так чтобы объединенные усилия по устранению недостатков или их уменьшению смогли сказаться уже в процессе дальнейшей

[1] В отечественной литературе наука, изучающая гравитационное поле Земли, называется гравиметрией. (*Прим. отв. ред. пер.*)

реализации той же самой программы. Международные геофизические программы имеют дополнительное преимущество, которое состоит в том, что в них могут участвовать все страны, причем те страны, которые не готовы принять участие в более новых (и, как правило, более дорогостоящих) исследованиях, будут несомненно в состоянии включиться в исследования более традиционного характера, которые также предусматриваются этими программами.

Программы по солнечно-земной физике. МГГ, продолжавшийся с июля 1957 г. по декабрь 1958 г., был периодом согласованных на международном уровне интенсивных координированных геофизических исследований главным образом атмосфер Земли и Солнца. Он характеризовался как высокой солнечной активностью, так и высокой активностью ученых, и его беспрецедентный успех был частично обусловлен обоими этими факторами. К 1960 г. стала ясна целесообразность проведения второй программы координированных наблюдений, по крайней мере сравнимой с МГГ, во время минимума солнечной активности. Эта программа под названием Международный год спокойного Солнца (МГСС) была проведена с января 1964 г. по декабрь 1965 г. с тем, чтобы обеспечить возможность сопоставления явлений, происходящих в периоды максимума и минимума солнечной активности.

Программа МГСС, разработанная специальным комитетом МСНС по МГСС на основе обсуждений в отдельных странах, научных союзах и на ассамблеях МГСС, включала исследования в следующих областях: метеорологии (крупномасштабные физические и динамические характеристики атмосферы выше уровня тропопаузы), геомагнетизм, полярные сияния, свечение ночного неба, ионосфера, солнечная активность, космические лучи, космические исследования и аэрономия. В проведении МГСС участвовала 71 страна. Результаты исследований МГСС, отраженные в сотнях статей в научных журналах, были обобщены в семитомных Анналах МГСС.

Вслед за проведением МГСС в рамках МСНС была создана Межсоюзная комиссия по солнечно-земной физике[1], под эгидой которой координируются национальные и международные проекты, относящиеся к проблеме солнечно-земных связей. В начале своей деятельности Комиссия организовала в период максимальной солнечной активности (1968—1970 гг.) международный проект, известный под названием Международного года активного Солнца. На этот период были запланированы специальные согласованные программы по следующим проблемам: мониторинг околоземного космического пространства, протонные вспышки, возмущения конфигурации внутрипланетного магнитного поля, характеристики магнитосферы, эксперименты по сопряженным точкам, магнитные бури, низкоширотные солнечные сияния, структура и динамика верхней атмосферы, химия ионосферы и ионосферные возмущения.

Геофизические программы по изучению твердой Земли. Одной из в высшей степени эффективных программ, направленных на изучение как земной коры, так и космоса, была всемирная магнитная съемка, которую по поручению МСНС координировала Коллегия всемирной магнитной съемки МСГГ. Целью этой программы было построить с заранее согласованной степенью точности и детальности магнитное поле Земли для так называемой эпохи 1965.0. Во всех случаях, когда это было возможно, производилась экстраполяция данных как наземных, так и высотных наблюдений к эпохе 1965.0. Был также реализован ряд специальных программ наблюдений. В результате было построено основное магнитное поле коры, что позволяет при последующем наблюдении (будь то на поверхности или до высоты 1000 км в атмосфере) установить, какими являются условия — нормальными или аномальными.

Для разделов геофизики, изучающих только земную кору, потребность в координированных программах значительно меньше, чем для других ее разделов. Тем не менее время от времени становится ясным, что быстрое продвижение в решении некоторой конкретной проблемы возможно лишь при условии выполнения исследований во многих репрезентативных районах. Именно так возникла Программа верхней мантии, пик деятельности которой пришелся на середину 60-х годов. Она координировалась по поручению МСНС Комитетом МСГГ по верхней мантии во взаимодействии с шестью другими научными союзами, входящими в МСНС. Основное внимание при проведении этой программы уделялось косвенному зондированию верхней мантии, которая оказалась неожиданно близкой к земной поверхности.

Международное гидрологическое десятилетие. Несмотря на свое огромное экономическое значение, гидрология была длительное время одной из менее развитых геофизических наук. Чтобы восполнить этот пробел и дать возможность гидрологии внести значимый вклад в проблему глобальных водных ресурсов применительно к развивающимся странам, ЮНЕСКО взяла на себя инициативу по проведению Международного гидрологического десятилетия (МГД, 1965—1974 гг.). Координационным советом, подчиняющимся ЮНЕСКО, было Центральное агентство по планированию и проведению МГД, которое пользовалось консультациями Научного комитета по исследованию вод, входящего в МСНС. Координационный совет образовал рабочие группы в соответствии со следующими направлениями программы: планирование и проектирование сети станций; глобальный водный баланс; гидрологические карты; репрезентативные и экспериментальные бассейны; гидрология известняковых почв; радиоактивные методы определения содержания воды; влияние человека на влагооборот; паводки и их прогноз; обмен информацией, включая публикации; стандартизация измерений и подготовка персонала.

Океанографические программы. Основным органом, координирующим океанографические геофизические программы, является Межправительственная океанографическая комиссия (МОК), являющаяся автономной организацией внутри ЮНЕСКО. Научные консультации для МОК обеспечиваются Научным комитетом по исследованию океана, входящим в МСНС. Был реализован ряд сравнительно ограниченных международных океанографических программ, таких, как Международная экспедиция в Индийский океан (1961—1966 гг.), исследования тропической области Атлантики и течения Куросио и т. п. Однако такие разрозненные программы никак нельзя признать удовлетворительными, поскольку они не позволяют установить разумную последовательность различных исследований. В связи с этим Научным комитетом по исследованию океана был составлен документ под названием «Общие научные основы изучения Мирового океана», который сводит региональные исследования в глобальную систему. Почти одновременно Генеральная ассамблея ООН приняла Резолюцию 2172 об океанских ресурсах, которая дала новый импульс к развитию океанографических исследований. В результате международные организации уделяют сейчас серьезное внимание созданию стабильной долговременной программы широких и активных исследований океанов и их ресурсов.

Метеорологические научные программы. В связи с проведением МГГ и МГСС был выполнен ряд важных программ по метеорологии, но дальнейшее развитие космической техники поставило атмосферные науки в центр внимания международной общественности. Две ключевые резолюции Генеральной ассамблеи ООН призвали международные правительственные (ВМО) и неправительственные (МСНС) организации разработать всеобъемлющие программы в области атмосферных наук, как по линии оперативной деятельности (Всемирная служба погоды, ВСП), так и для исследовательских целей (Программа исследования глобальных атмосферных процессов, ПИГАП). События исторического значения произошли в октябре 1967 г., когда МСНС и ВМО выработали соглашение о принципах ПИГАП и основали объединенный организационный комитет для планирования программы.

ВСП представляет собой глобальную систему сбора, обработки и распространения данных, целью создания которой является оказание оптимальной помощи всем странам путем коллективных действий в рамках ВМО. Имеется много задач ВСП, которые требуют проведения лабораторных или натурных исследований в локальном или глобальном масштабе. На основе численных прогнозов погоды и исследований общей циркуляции было сделано предположение, что достаточно детальный прогноз на средние сроки возможен лишь при соблюдении следующих трех условий: 1) наличие достаточных начальных данных о состоянии атмосферы и границы между земной поверхностью и атмосферой; 2) учет всех значимых процессов в атмосфере и на ее границах при физической формулировке задачи; 3) использование наиболее мощных вычислительных машин и наиболее точных и устойчивых численных схем. Проверка этой гипотезы является задачей ПИГАП. Предварительные подпрограммы ПИГАП охватывают отдельные группы проблем и отдельные географические районы. Главная же фаза ПИГАП включает программу действительно глобальных и всеобъемлющих атмосферных наблюдений. В результате реализации этой программы будет получен материал для детальной проверки атмосферных моделей и исследования предсказуемости атмосферных процессов.

Уоррен Л. Годсон

Лит.: S.-I. Aksofu and S. Chapman, *Solar-Terrestrial Physics*, 1972; E. Fluegge (ed.), *Encyclopedia of Physics*, vol. 49, pt. 4: *Geophysics Three*, ed. by K. Rawer, 1972; R. R. Jones, *The Unsettled Earth*, 1975; C. M. Minnis (ed.), *Annals of the IQSY*, vols. 1—7, 1968—1970; H. Odishaw (ed.), *Research in Geophysics*, vol. 1: *Sun, Upper Atmosphere, and Space*, vol. 2: *Solid Earth and Interface Phenomena*, 1964; F. D. Stacey, *Physics of the Earth*, 1977.

[1] Позднее эта комиссия была превращена в Научный комитет по солнечно-земной физике (СКОСТЕП), активно участвующий в координации геофизических исследований и по сей день. (*Прим. ред. пер.*)

Гигрометр

Прибор для прямого измерения влажности воздуха или другого газа. Чаще всего приборы показывают значение относительной влажности, т. е. процентное отношение количества влаги к максимально возможному ее количеству при данной температуре среды в условиях отсутствия конденсации паров. Существуют три основных типа гигрометров: механические, электрические и конденсационные, или точки росы. См. *Влажность, Точка росы.*

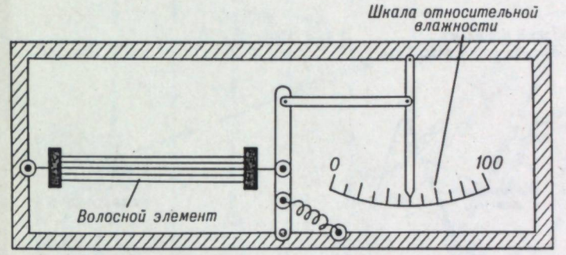


Рис. 1. Гигрометр, чувствительным элементом которого является волос. (*Из D. M. Considine, ed., Process Instruments and Controls Handbook, McGraw-Hill, 2d ed., 1974*)

В простых конструкциях механических гигрометров чувствительным элементом является органический материал, растягивающийся и сокращающийся при изменении влажности в окружающей воздушной или другой газовой среде. В качестве чувствительного элемента чаще всего используется человеческий волос; применяются также бумага, животная ткань и целлюлоза. Как показано на рис. 1, пучок волос, поддерживаемый пружиной в слегка натянутом состоянии, деформируясь, с помощью рычажной системы осуществляет поворот стрелки. Обычно гигрометры этого типа применяют в интервале температур 4—35 °С. Короткое время эти гигрометры можно использовать при температуре от 0 °С и примерно до 155 °С. Если они постоянно находятся при комнатной температуре, то их градуировочная характеристика мало изменяется даже за год или более длительный срок. Однако воздействие на гигрометры экстремальных значений влажности или температуры в течение длительного времени вызывает непрерывное изменение характеристик чувствительного элемента. Время, требуемое для установления показаний прибора при скачкообразном изменении влажности, может превышать 5 мин.

В электрических гигрометрах фиксируется изменение электрического сопротивления гигроскопического вещества. Значение сопротивления преобразуют затем в значение относительной влажности. Пару тонких проводов из золота или платины наматывают по винтовой линии на стеклянный или полистироловый цилиндр. Между витками проводов находится пленка, содержащая гигроскопическую соль, например хлористый литий (рис. 2). При постоянной температуре логарифм электрического сопротивления между электродами изменяется в зависимости от логарифма относительной влажности примерно по линейному закону. Сопротивление измеряют с помощью моста Уитстона или последовательно включенным миллиамперметром. Значение сопротивления преобразуют в значение относительной влажности. Для предупреждения поляризации предпочтительней использовать переменный ток или постоянный ток с реверсирующим коммутатором. Так как единичный элемент чувствителен к температуре и применим в ограниченном интервале влажности, то обычно на практике используют набор элементов для того, чтобы перекрыть диапазон влажности от 10 до 90 %.

Действие третьей группы гигрометров, называемых гигрометрами точки росы, основано на определении температуры точки росы, при которой водяные пары находятся в состоянии насыщения, т. е. при относительной влажности 100 %.



Рис. 2. Электрический гигрометр (*Из D. M. Considine, ed., Process Instruments and Controls Handbook, McGraw-Hill, 2d ed., 1974*)

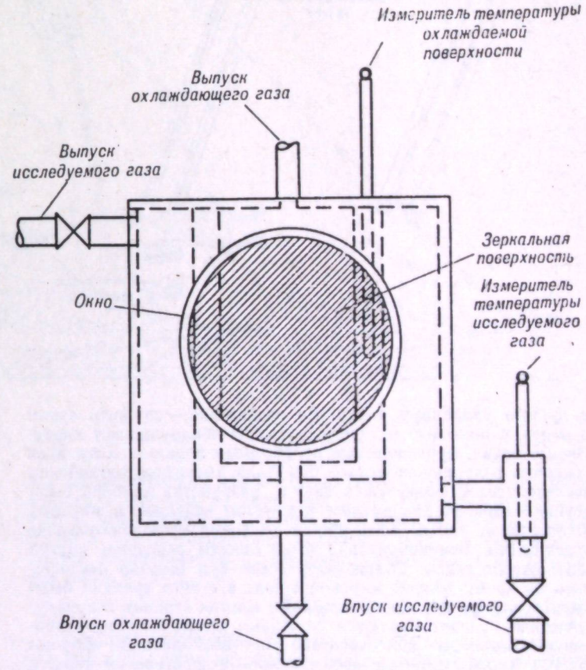


Рис. 3. Гигрометр точки росы.

Обычная методика измерений предполагает охлаждение зеркальной поверхности до тех пор, пока на ней не начнется конденсация паров. В этот момент производится регистрация температуры поверхности. На рис. 3 представлена камера расширения с зеркальной наружной поверхностью. Через камеру пропускают пары эфира, двуокиси углерода или этана. Пары, расширяясь, охлаждают стенки камеры. Камера заключена в рубашку, внутри которой медленно циркулирует газ. Окно в рубашке позволяет наблюдать за состоянием поверхности зеркала. Термометр, смонтированный в стенке камеры расширения, показывает температуру, при которой роса появляется или исчезает в случае прекращения охлаждения. Зная это значение температуры, а также значение исходной температуры газа, можно определить относительную влажность по данным специальных таблиц.

На практике используются гигрометры всех трех типов, описанных выше. Имеется выбор приборов промышленного

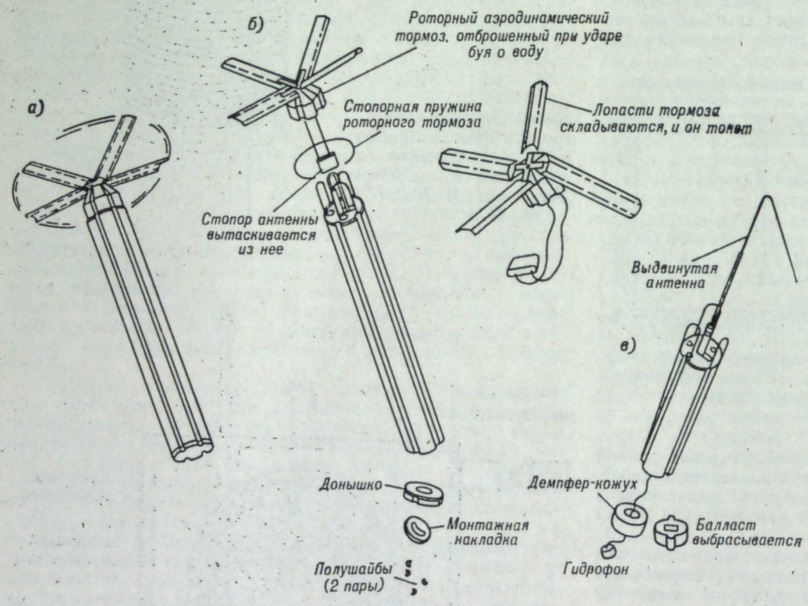
выпуска как с прямым отсчетом влажности, так и регистраторов.

Говард Бин

Лит.: M. R. Diskson, *A Survey of Hygrometry Methods*, 1963; H. Spencer-Gregory and E. Rouke, *Hygrometry*, 1957; C. E. Terrell (ed.), *AGA Gas Measurement Manual*, 1963; A. Wexler and W. G. Brombacher, *Methods of Measuring Humidity and Testing Hygrometers*, U. S. Department of Commerce, Nat. Bur. Stand. Circ. no 512, 1951.

Гидроакустический буй

Миниатюрная радиостанция, помещенная в море, чтобы принимать подводные звуки и передавать их на самолет или в другую удаленную точку. Ее назначение — служить «ухом в воде», с помощью которого самолеты обнаруживают характерные звуки, производимые подводными лодками. Хотя идея создания гидроакустического буя была высказана английским исследователем Блэкетом в 1941 г., разработка прибора была осуществлена Национальным комитетом обороны и научных исследований США, поскольку в то время исследовательские организации Великобритании были заняты решением других неотложных задач. Гидроакустические буи широко применялись во время второй мировой войны и с того времени были значительно усовершенствованы. Во многих странах гидроакустические буи используются службами противолодочной обороны. Самолеты как средство противолодочной обороны (ПЛО) имеют огромные преимущества вследствие их мобильности и сравнительной неуязвимости для контратак подводных лодок. Поскольку все-таки наиболее эффективным средством обнаружения является подводная гидроакустика, при отсутствии гидроакустических буев возможности авиации в противолодочной обороне весьма ограничены. См. *Подводный звук*.



Приводнение гидроакустического буя, сброшенного с самолета ПЛО.

а — в полете, *б* — падение буя на воду в почти вертикальном положении, *в* — автоматический выпуск антенны и гидрофона.

После сбрасывания буя с самолета ПЛО потоком воздуха раскрывается роторный аэродинамический тормоз, который замедляет падение и корректирует траекторию полета таким образом, что буй входит в воду в почти вертикальном положении (см. рисунок). После удара буя о поверхность воды отбрасывается тормоз, выдвигается антенна, выпускается и погружается на рабочую глубину гидрофон. Морская вода проникает в батарею, которая от этого начинает работать и обеспечивает энергией всю электрическую цепь. Изменение давления (звуки) в гидрофоне создает электрическое напряжение, которое усиливается и используется для модуляции сигнала передатчика, заранее настроенного на один из нескольких каналов. Эти модулированные радиочастотные сигналы принимаются на самолете и демодулируются. После этого их можно прослушивать и делать выводы о наличии или отсутствии подводных лодок в районе. В море есть много фоновых шумов, создаваемых действием волн, морскими животными, судами и другими источниками, что очень затрудняет обнаружение подводной лодки. Поскольку самолет не может подобрать гидроакустический буй после завершения его работы, на буе открывается клапан, впускающий воду в камеру плавучести, и буй тонет. Так как буи относятся к устройствам разового применения, они должны не только производиться в большом количестве, но и иметь высокую надежность в работе при низкой стоимости. Помимо обычных гидроакустических буев, которые просто принимают все подводные звуки, идущие со всех направлений, существуют буи специальной конструкции, работающие как миниатюрные гидролокаторы. Необходимость в таких активных гидроакустических буях диктуется тем, что подводная лодка может маскироваться с помощью естественного фонового шума моря. См. *Гидролокатор*.

Гидроакустические буи применяются как геофизические приборы для акустической привязки при промерах морского дна.

И. Х. Гацки

Лит.: R. E. Houtz, J. Ewing, and X. Le Pichon, Velocity of deep-sea sediments from sonobuoy data, *J. Geophys. Res.*, vol. 73, no. 8, 1968; X. Le Pichon, J. Ewing, and R. E. Houtz, Deep-sea sediment velocity determination made while reflection profiling, *J. Geophys. Res.*, vol. 73, no. 8, 1968.

Гидрология

Наука, изучающая воды суши: их образование, движение и распределение; химические и физические свойства; влияние на окружающую среду, в том числе на живые организмы. Обводы на Земле.

Гидрологический цикл. Основные положения гидрологии базируются на понятии о круговороте воды в природе, т. е. о переносе воды атмосферой из океанов на сушу и обратно в океаны в виде стока по земной поверхности и под землей (рис. 1). Водяной пар переносится над морем и сушей. Когда одна воздушная масса надвигается на другую или происходит переваливание воздушной массы через горы, в результате конденсации водяного пара образуются облака и выпадают осадки в виде дождя и снега. Часть осадков испаряется еще в воздухе или перехватывается растительностью. Другая часть, достигающая земной поверхности, либо вскоре также испаряется, либо проникает в почву или стекает по поверхности земли в реки, озера и водохранилища. Часть воды,

поступающей в почву, задерживается в ней на некоторое время, а затем возвращается в атмосферу путем испарения и транспирации. Оставшаяся вода проникает ниже почвенного слоя и питает подземные воды. Исследования атмосферного звена гидрологического цикла относятся к области метеорологии. Тесно соприкасается с гидрологией суши, но представляет собой отдельную область знаний наука об океане. См. *Водяной пар в атмосфере, Метеорология, Океанология*.

Вода используется в сельском хозяйстве, промышленности и в быту. В связи с этим наука о воде, о методах расчета

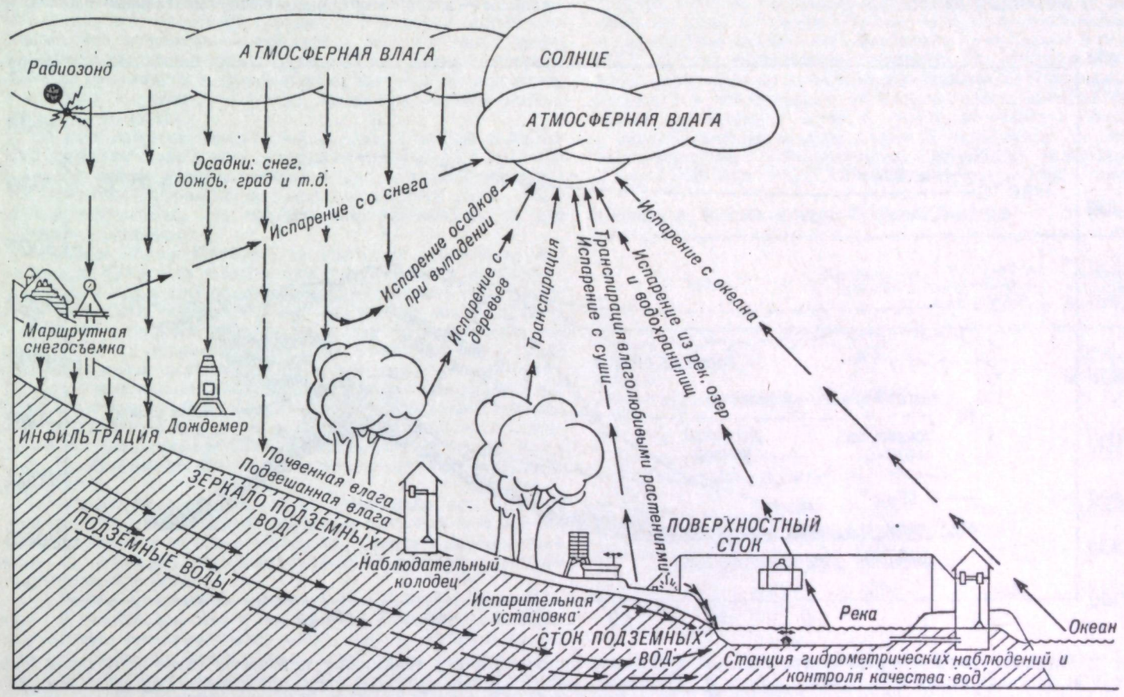


Рис. 1. Схема гидрологического цикла.

водных ресурсов и их рационального использования имеет большое значение для развития экономики. Вода представляет собой также разрушительный фактор огромной силы. Сильные наводнения периодически вызывают затопление речных долин, сея смерть и разрушения. Также серьезны последствия подъема уровня грунтовых вод, приводящие, особенно в районах орошения, к ухудшению почвы на огромных площадях. Эрозия почвы текучими водами и последующее отложение наносов в озерах, водохранилищах, руслах рек и прибрежных заливах также представляют собой одну из проблем, изучаемых гидрологией.

Задачи гидрологии. Гидрология изучает воды суши от момента их выпадения в виде осадков на земную поверхность до возвращения в океаны. Гидрологов интересует количество и интенсивность осадков; запасы воды в снеге и ледниках, а также скорость продвижения и отступания ледников; расходы воды в реках на разных участках их течения; приход и потери воды в озерах и водохранилищах; инфильтрация в почву и движение почвенной влаги; колебания уровня воды в скважинах и колодцах в качестве показателя накопления подземных вод; скорость движения воды в подземных резервуарах; расходы воды в родниках; растворенные минеральные вещества, переносимые водой, и их влияние на водопользование; количество воды, расходуемой на испарение с поверхности озер, рек, почвы и растительности; наносы, переносимые реками. Разрабатывая методы измерений различных элементов гидрологического цикла и накопления данных о водном режиме в удобной форме, гидрологи проводят также анализ и интерпретацию полученных данных в целях решения практических водохозяйственных проблем. Для выяснения закономерностей, определяющих образование, движение

и деятельность воды в рамках гидрологического цикла, необходимо тщательное изучение всех исходных данных.

Исследования в области инженерной гидрологии являются основой для проектирования систем орошения и водоснабжения, планирования мероприятий для защиты от наводнений, а также для разработки систем подземных коммуникаций с целью удаления ливневого стока и принятия мер по улучшению условий судоходства. Гидрологи определяют вероятность паводков и низкого стока, объемы воды, доступной для использования, и величину вероятных максимальных паводков для проектирования водосбросов. Такие данные часто необходимы в районах, не изученных в гидрологическом отношении. В этих исследованиях все чаще применяются цифровые ЭВМ, а при исследованиях подземных вод широко используются аналоговые вычислительные устройства. См. *Подземные воды*.

Альберт Н. Сэйр и Рей К. Линсли

Снежные мелиорации. В связи с необходимостью изыскания дополнительных источников воды и улучшения прогнозов водных ресурсов в последние годы уделяется большое внимание различным аспектам снежных мелиораций. Значительные успехи достигнуты в области инструментальных исследований и моделирования снежного покрова, а также в проведении мероприятий по снегозадержанию.

Инструментальные исследования. Благодаря усовершенствованию методов наблюдений за снежным покровом с помощью радиоактивных изотопов и широкому использованию телеметрического оборудования, которое обеспечивает непосредственную связь с электронно-вычислительными устройствами, стало возможным более детальное изучение снежного покрова в труднодоступных районах. Для измерений с помощью радиоактивных изотопов в пункте наблюдений в одной трубке устанавливают гамма-излучающий источник, а в другой — кристаллический сцинтиллятор. Специальный механизм дистанционного управления позволяет перемещать в трубках источник и детектор по вертикали. Посредством запроса по радио можно в любой момент получить данные о влагосодержании, профиле плотности и высоте снежного покрова. Таким образом, важнейшую прогностическую информацию можно получать с необходимой частотой, не посещая пункт наблюдения.

Значительным вкладом в развитие методов оценки водоотдачи из снега явилось также приспособление взвешиваемого лизиметра для измерения характеристик снежного покрова. С помощью такого лизиметра измеряется количество воды, поступающей в этот слой или уходящей из определенного объема, что позволяет определять приход, накопление или потерю воды относительно исходного его состояния. Лизиметры уже давно используются для изучения движения воды в почве, но применить их для исследования снежного покрова не удавалось. Это связано с непрерывным изменением распределения и внутренней структуры снежного покрова, влияющим на водоотдачу из него.

влагосодержания снежного покрова. Как оказалось, такие измерения не позволяют получить правильное представление о величине водоотдачи. Отложение снега на кронах деревьев уменьшает высоту снежного покрова, в то же время на больших открытых участках снег, видимо, накапливается в большем количестве, но таяние его весной происходит интенсивнее. Измерения только влагосодержания снежного покрова показывают, что в момент максимального накопления (примерно 1 апреля) наибольшее количество снега находится на небольших открытых участках, несколько меньшее — на больших полянах, еще меньшее — в листопадных лесах и минимальное — в хвойных. Однако экспериментальные наблюдения

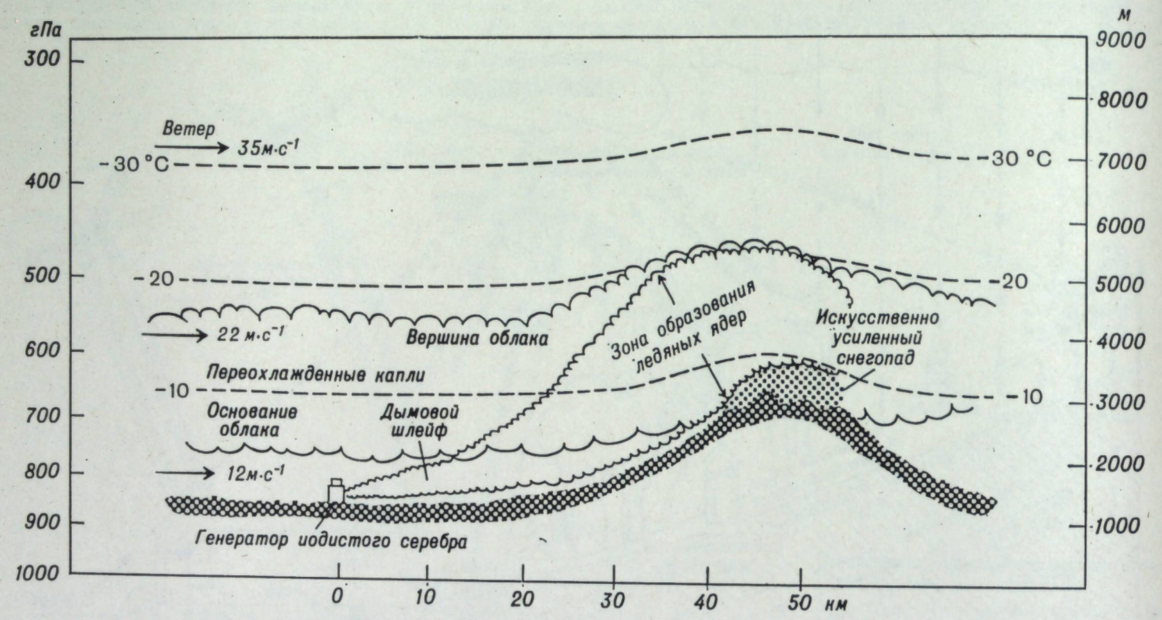


Рис. 2. Идеализированная схема метеорологических условий, способствующих усиленному выпадению снега из облаков после засева их частицами иодистого серебра. *(Из L. W. Weisbecker, comp., Technology Assessment of Winter Orographic Snowpack Augmentation in the Upper Colorado River Basin, vol. 2, Stanford Research Institute, Menlo Park, CA, 1972)*

Снеговые (гидравлические) подушки, используемые уже в течение ряда лет в практике снеговых измерений, представляют собой, по сути, лизиметр, в котором нет вертикальных стенок, ограничивающих слой снега над измерительной площадкой. Снеговые подушки часто применяют для получения непрерывных рядов данных о влагосодержании снежного покрова для целей прогноза. Однако эти устройства не пригодны для определения количества и интенсивности стока воды из снежного покрова.

При разработке универсального наземного осадкомера оказалось возможным пойти по пути модернизации снеговой подушки с помощью дополнительного устройства для регистрации величины стока с нижней поверхности снежного покрова. Это позволяет непрерывно определять влагосодержание снежного покрова, поступление осадков и сток. Однако в связи с эффектами кольматации и образования ледяных линз при наблюдениях на склонах по-прежнему возникает проблема определения элементарной площади снежного покрова, к которой должны быть отнесены эти данные. В таких случаях рекомендуется использовать лизиметры для талых вод (стоковые площадки), огражденные бортиком из гибкого пластика. Бортик наращивают или понижают в зависимости от изменений высоты снежного покрова. Это позволяет контролировать условия снеготаяния и стока на измерительной площадке, собирая всю талую воду с вышерасположенного участка, прилегающего непосредственно к месту установки лизиметра. Притекающая к бортику вода пропускается по поверхности снега напуском, благодаря чему она поддерживается в естественном состоянии.

Снеговые лизиметры позволяют оценить влияние леса на водоотдачу из снежного покрова. Прежде влияние леса на накопление и распределение снега изучали путем измерения

свидетельствуют о том, что хвойные леса обеспечивают сток еще до момента максимального накопления снега. Ранний сток из снежного покрова под хвойным древостоем образуется за счет таяния снега, перехваченного кронами деревьев, а также таяния снега под деревьями. Вследствие этого к моменту максимального снегонакопления снежный покров под хвойным древостоем содержит меньше воды, однако он уже внес вклад в сток. С наступлением весны на больших полянах из-за отсутствия затенения и в результате адвективного притока тепла интенсивность снеготаяния возрастает. Таким образом, снежный покров исчезает сначала на больших полянах, затем в листопадных лесах, потом в хвойных и, наконец, на небольших открытых участках. В последнем случае, по-видимому, имеются наилучшие условия для максимального накопления снега и замедления снеготаяния, так как лес вокруг небольших полян отдает снег с крон деревьев и создает затенение, задерживающее снеготаяние.

Моделирование снежного покрова. Математические модели таких динамических систем, как снежный покров, позволяют прогнозировать изменения, происходящие в этих системах за некоторый период времени. В связи с огромным числом переменных, определяющих накопление и таяние снега, до появления ЭВМ использование моделей для выполнения необходимых расчетов было практически невозможным. В настоящее время аналого-цифровые вычислительные машины позволяют использовать математические модели для решения разнообразных практических задач. Входные данные — количество осадков, температура и характеристики состояния снежного покрова — в виде переменных электрических сопротивлений (аналоговые данные) вводят в машинную модель и получают на выходе дискретные (цифровые) значения стока, запаса воды и других прогнозируемых величин.

В одной из моделей, используемой на практике, приход и расход воды из снежного покрова определяются с помощью системы уравнений теплового баланса и входной информации об осадках. Это возможно благодаря тому, что потери воды происходят главным образом в результате процессов таяния и испарения, зависящих от теплообмена. В период образования снежного покрова необходимо учитывать также приход тепла и осадков из атмосферы. Как только тепловой баланс снежного покрова достигает нулевого значения, снежный покров становится изотермальным, а дополнительное поступление тепла вызывает таяние снега и появление стока.

Снегозадержание. Мелиорация снежного покрова с целью повышения его водоотдачи проводится в основном двумя способами. Это, во-первых, воздействие на лесной покров с целью локального увеличения снегозадержания или изменения интенсивности снеготаяния и, следовательно, временного хода стока, а во-вторых — увеличение количества зимних осадков посредством засева облаков.

Новым способом воздействия на лесной покров является использование современных методов лесозаготовок с применением вертолетов, воздушных шаров или воздушной трелевки, что позволяет правильно организовать вырубку леса. Такие методы эффективны для ограниченных районов, но не для крупных водосборов.

Методы засева облаков уже настолько совершенны, что их можно применять в оперативном порядке для увеличения водоотдачи с больших водосборов и рассчитывать на хорошие результаты как непосредственно на участке засева, так и в районах в нижнем течении реки, где предполагается использовать эту дополнительную воду. Засев облаков в целях снегозадержания осуществляется путем рассеяния дымового шлейфа с кристаллами иодистого серебра, которые служат ядрами конденсации образующихся ледяных кристаллов и вызывают выпадение снега, когда насыщенный влагой воздух поднимается над орографическим препятствием и охлаждается (рис. 2). Подробное объяснение этого процесса дано Нейбергером.

Снегозадержание способствует увеличению снегозапасов, высоты и продолжительности залегания снежного покрова, повышению стока в период снеготаяния и возрастанию расходов воды, а также обусловливает понижение температуры воды в реке в начале лета.

Хорошие результаты может дать осуществление программы снегозадержания в верховьях р. Колорадо. Областью воздействия, представляющей собой зону, в которой можно ожидать более интенсивное выпадение снега, в данном случае будут высокие Скалистые горы в бассейне реки. Обычно в этом районе образуется высокий снежный покров. Увеличение стока в системе р. Колорадо было бы выгодно в первую очередь водопользователям на нижнем участке течения реки от штата Колорадо до штата Калифорния. Подсчитано, что снегозадержание позволило бы увеличить объем стока в системе р. Колорадо на 20—25 %, или примерно на 2,8 км³ воды. В дополнительном количестве воды эта водообильная область воздействия не нуждается, но в ней могли бы получить дальнейшее развитие зимние виды спорта и связанный с ними сектор обслуживания, поскольку верховья р. Колорадо и соседние районы привлекают большое число горнолыжников и отдыхающих.

Снегозадержание, осуществляемое в рамках целого бассейна, может иметь как благоприятные, так и неблагоприятные последствия: это изменение экологического равновесия, водного режима и экономической конъюнктуры. Этот вопрос подробно рассматривался Уэйкбекером. См. *Снег, Снегомер.*

Роберт Д. Дотн

Водный баланс Северной Америки. Потребность в воде всегда удовлетворялась главным образом за счет местных источников. Однако в последние годы во многих районах мира ощущается острая нехватка воды, в том числе и в таких, которые прежде имели обильные ее запасы. Ожидается, что с ростом народонаселения число районов, испытывающих нехватку воды, будет возрастать. В настоящее время обеспеченность водой как Северо-Американского континента в целом, так и отдельных стран этого региона в общем удовлетворительна. Поэтому представляется возможным сбалансировать предложение и спрос на воду по более крупным районам с тем, чтобы избежать нехватки воды в будущем или же полностью удовлетворить спрос в настоящее время в локальном масштабе. Ниже рассматриваются водные ресурсы и факторы, определяющие увеличение спроса на воду, а также различные способы достижения баланса между спросом и предложением.

Запасы воды. Запасы воды в каждом районе определяются соотношением элементов водного баланса в гидрологическом цикле. Широкие исследования водного баланса и долговременных изменений его элементов были предприняты в глобальном масштабе в период Международного гидрологического десятилетия (МГД). В качестве удовлетворительного показателя избытка воды, доступного для хозяйственного освоения в Северной Америке, можно использовать средние многолетние значения стока в океаны.

В табл. 1 приведены значения запасов воды в виде средних многолетних значений стока с Северо-Американского континента в целом и с отдельных его частей, а также в пересчете на душу населения. Данные табл. 1 приблизительны и по завершении анализа всех материалов, полученных в период МГД, будут, по-видимому, уточнены. На практике приходится иметь дело не с постоянным средним многолетним значением, а с фактическими значениями стока, которые могут сильно изменяться от суток к суткам, от сезона к сезону и в меньшей степени от года к году. В зависимости от различных естественных и антропогенных факторов эта изменчивость в одних районах может быть меньше, а в других — больше.

Таблица 1. Водные ресурсы Северной Америки

Район	Средний сток, 10^6 м³·с$^{-1}$	Численность населения,[1] 10^8 человек	Запасы воды на душу населения, л·сут$^{-1}$
Северная Америка	0,21	263	68 000
Канада	0,10	20	435 000
Прилегающие районы США	0,05	200	22 000
Мексика	0,01	43	23 000
Западное побережье от Виргинии до Нью-Йорка	0,004	47	8 300
Техас и Нью-Мексико	0,002	12	16 000
Южная Калифорния	0,00008	10	760
Мексика, центральное и южное плато	0,0004	16	2 300
Мексика, между плато и побережьем Мексиканского залива	0,003	6,5	38 000

[1] Округленные значения.

Интересно отметить, что средний запас воды на душу населения в штатах Техас и Нью-Мексико — районах, считающихся плохо обеспеченными водой,— оказывается больше, чем в густонаселенных штатах восточного побережья, которые считаются достаточно обеспеченными. Из табл. 1 видно, что большой запас воды на душу населения получается в тех случаях, когда среднее многолетнее значение исчисляется по всему континенту или даже по отдельным районам. Это связано с большими значениями стока в сравнительно малонаселенных районах, таких, как Аляска, северная часть Канады, северо-запад США и южная часть Мексики.

Спрос на воду. Спрос на воду определяется не просто минимальными потребностями отдельного человека, а зависит также от наличия воды и, кроме того, от культурных традиций. Различают две категории спроса — с отведением воды из источника и без отведения. В табл. 2 приведены данные об использовании воды в США в различных отраслях хозяйства. В пересчете на душу населения эти данные оказываются не намного больше аналогичных данных для Канады и Мексики. Из всей забираемой воды безвозвратно теряется лишь небольшая ее часть — несколько меньше 10 % (за счет испарения и транспирации в районах орошаемых земель). Остальная часть воды снова возвращается в реки и озера, хотя обычно ее качество ухудшается. Тем не менее она пригодна для повторного использования, и некоторые данные по водозабору, приведенные в табл. 2, включают эти повторно используемые количества воды. Из-за отсутствия лучшего показателя спрос могут характеризовать данные по водозабору.

Следует отметить, что в некоторых районах США среднее значение водоотведения на душу населения превышает запасы воды. Однако благодаря повторному использованию вод реальная нехватка ощущается лишь в немногих районах. Например, на восточном побережье США, где велико потребление воды промышленностью, очистка сточных вод позволяет

Таблица 2. Расчетные объемы водоотведения в США

Водопользование	Объем водоотведения		
	10^9 л·сут$^{-1}$	л·сут$^{-1}$ на душу населения [1]	средний годовой прирост, %
Коммунальное хозяйство	98	490	3,0
Сельское хозяйство, хозяйственно-бытовые нужды	26	130	
Орошение	587	2930	1,8
Гидроэнергетика, воды охлаждения	480	2400	2,7
Промышленные и прочие нужды	307	1530	2,8
Всего	1498 [2]	7520	2,4

[1] В расчете на 200 млн. человек.
[2] Включая $265 \cdot 10^9$ л·сут$^{-1}$ из подземных источников.

обеспечивать достаточное количество воды для повторного использования и удовлетворять все нужды. С другой стороны, в районах с большим расходом воды на орошение объем повторно используемых вод остается незначительным, что объясняется потерями на испарение и транспирацию, а также повышенной минерализацией возвратных вод.

Отведения воды не требуется при таких способах водопользования, как производство гидроэлектроэнергии, судоходство, транзит отходов, аккумуляция паводковых вод в водохранилищах, рекреация и облагораживание ландшафтов. В общем случае почти при всех перечисленных способах водопользования не происходит заметного ухудшения качества воды и изменения ее количества. Правда, в водохранилищах имеют место некоторые потери воды, на испарение и изменение ее качества, а при сбросе стоков качество воды, безусловно, ухудшается. Какой-либо общий способ определения потребности в воде при использовании водных ресурсов без водоотведения предложить невозможно, поскольку эта потребность в значительной мере зависит от таких факторов, как объем и тип отходов, которые будут сбрасываться в проточные воды, необходимая глубина судоходных каналов и полноводность реки, от которой зависит эстетическое восприятие. Эти факторы обусловливают долю запаса воды, проходящей через тот или иной речной бассейн неиспользованной. Поэтому, хотя водные ресурсы (см. табл. 1) превосходят объем водопотребления с отведением (см. табл. 2), это не исключает возможности возникновения дефицита воды.

Хотя при осреднении за многолетний период запас воды в определенном районе оказывается довольно постоянным, в отношении потребности в воде дело обстоит иначе. Следует отметить, что расчетные приращения объема водоотведения (см. табл. 2) связаны с повышением уровня жизни. Таким образом, в то время как запас воды на душу населения понижается, спрос увеличивается и рано или поздно в некоторых водообильных районах начинает ощущаться нехватка воды.

С учетом факторов, определяющих спрос, и возможностей его удовлетворения за счет наличных запасов можно сказать, что к районам Северной Америки с ограниченными водными запасами следует отнести отдельные области провинций Канады в зоне прерий, северные равнины и юго-западные территории США, а также северную часть Мексики, включая центральное и южное плато. Сюда же в недалеком будущем могут войти и другие районы, например густонаселенные районы восточного побережья США.

Удовлетворение спроса на воду. При угрозе превышения потребности в воде над ее ресурсами возможно проведение различных мероприятий, таких, как (по их значимости в условиях Северной Америки) охрана вод, контроль промышленного развития и роста народонаселения, освоение новых источников водоснабжения и переброска вод из одного бассейна в другой.

В число возможных водоохранных мероприятий входят учет использования воды и соответствующая плата за нее, выявление и устранение ее потерь в трубопроводах и водохранилищах, изменение растительного покрова с целью уменьшения транспирации, более эффективное использование воды для орошения и в промышленных процессах, а также повторное использование сточных вод промышленных предприятий и коммунального водоснабжения.

В некоторых районах с ограниченными запасами воды может возникнуть необходимость замены определенных производств другими, менее водоемкими. Предлагалось, например, отказаться от орошения земель в ряде районов на юго-западе США. В то же время нехватка воды может привести к необходимости перемещения отдельных производств, которые не могут приспособиться к водоохранным мероприятиям, в районы с недостаточно освоенными водными ресурсами, что повлечет за собой перемещение и части населения.

Возможные методы повышения водообеспеченности включают регулярное использование статических запасов подземных вод, опреснение морских и солоноватых вод, использование ледников или буксировку айсбергов в прибрежные районы, испытывающие нехватку воды. К мероприятиям по увеличению водных ресурсов можно отнести также увеличение количества осадков путем засева облаков. Но это, возможно, следует рассматривать как способ межбассейновой переброски вод. Поскольку не ясно, что представляет собой полученная таким способом вода — действительно ли новую воду или просто воду, отнятую у другого бассейна,— на пути практического решения задачи регулирования осадков могут возникнуть непреодолимые политические и юридические препятствия.

Данные, приведенные в табл. 1, указывают на возможность переброски воды из районов с большими запасами на душу населения в районы с плохой водообеспеченностью. Предлагалось несколько крупномасштабных проектов межбассейновых переброс. В настоящее время уже осуществлен ряд более мелких проектов, таких, как водоснабжение Нью-Йорка за счет стока р. Делавэр и проект Колорадо — Биг-Томпсон по переброске воды через континентальный водораздел. Примеры более крупных проектов — Проект освоения водных ресурсов штата Калифорния, близящийся к завершению, и аналогичный проект для штата Техас, ныне приостановленный. Осуществление же крупномасштабных проектов требует переброски стока из обильных водой северных районов Канады в центральные и юго-западные районы США и в северные районы Мексики.

Вероятно, пройдут многие годы, прежде чем тот или иной крупномасштабный проект удастся претворить в жизнь, поскольку это сопряжено с большими затратами средств и требует решения многих международных, политических и социальных проблем. Однако реализация более мелких проектов межбассейновых переброс, видимо, будет продолжаться, и возможно, что в результате последовательного их объединения в конечном счете будет осуществлен какой-либо из крупномасштабных проектов.

Эдвард Силбермен

Лит.: R. del Arenal C., Water resources of Mexico, *Water Resour. Bull.*, 5(1): 19—38, 1969; V. T. Chow, *Handbook of Applied Hydrology*, 1964; L. M. Cox, *Proceedings of the 39th Western Snow Conference*, pp. 84—87, 1974; S. N. Davis and R. J. M. De Wiest, *Hydrogeology*, 1966; H. F. Haupt, *USDA For. Serv. Res. Pap.*, no. INT-114, 1972; R. J. Kazmann, *Modern Hydrology*, 2d ed., 1972; A. H. Laycock (ed.), *Proceedings of the Symposium on Water Balance in North America*, American Water Resources Association, 1969; W. G. McGinnies and B. J. Goldman (eds.), *Arid Lands in Perspective* (including AAAS Papers on Water Importation into Arid Lands), 1969; M. F. Meier, *J. Amer. Water Works Ass.*, 61(1): 8—12, 1969; D. H. Miller, *Water at the Surface of the Earth: An Introduction to Ecosystem Hydrodynamics*, 1977; M. Neiberger, Meteorol. Org. Tech. Note, no. 105, 1969; J. L. Smith, H. G. Halverson, and R. A. Jones, *U. S. Dep. Commerce Nat. Tech. Inform Serv. Rep.*, no. TID-25987, 1972; M. Tribus, Physical view of cloud seeding, *Science*, 168: 201—211, 1970; R. C. Ward, *Principles of Hydrology*, 1967; L. W. Weisbecker (comp.), *Technology Assessment of Winter Orographic Snowpack Augmentation in the Upper Colorado River Basin*, Stanford Research Institute, Menlo, Park, CA, 1972; A. Wilson and K. T. Iseri, *River Discharge to the Sea from the Shores of the Conterminous United States, Alaska and Puerto Rico*, USGS Atlas no. HA-282, rev. ed., 1969; G. Young, Dry lands and desalted water, *Science*, 167: 339—343, 1970.

Гидролокатор

Прибор, используемый для акустического обнаружения и определения местоположения подводных объектов. Гидроакустические методы широко применяются при ведении боевых действий на море, особенно для обнаружения подводных лодок в погруженном положении. Поскольку электромагнитные излучения, такие, как видимый свет и радиоволны, имеют в воде ограниченное распространение, гидроакустический метод является наилучшим для подводного обнаружения. Исключая гидрофоны, гидролокатор — единственное средство, с помощью которого полностью погрузившаяся лодка может получить информацию об окружающей обстановке. Поэтому они применяются на подводных лодках для обнаружения надводных судов и других подлодок, для прохождения через минные поля или подо льдами Северного Ледовитого океана.

Существует два основных метода гидроакустического обнаружения — активный и пассивный. При активном методе обнаружения устройство поиска генерирует звуковой импульс и излучает его в воду. Звук отражается от цели и в виде эхосигнала принимается устройством поиска. Так как скорость звука в морской воде известна, то можно определить расстояние до цели и пеленг на нее. Этот метод называют еще методом эхоизмерения дальности. В пассивном методе устройство поиска обнаруживает шумы, идущие от цели. Если на прием работает только одна станция, пассивный метод позволяет получить информацию лишь о наличии источника звука и направлении на него от гидролокатора. Поскольку характер шума, производимого судами, часто зависит от типа судна, пассивный гидролокатор в отличие от активного позволяет определить тип цели.

В конкретной боевой ситуации использование той или иной гидроакустической системы зависит от оперативных и тактических требований. Поскольку метод активной локации требует преднамеренного излучения звука, оснащенное активным гидролокатором судно рискует быть обнаруженным другими судами. Поэтому подводные лодки включают их лишь в том случае, если условия маскировки гарантируют их безопасность. Активные гидролокаторы применяются главным образом на надводных противолодочных судах, таких, как эскадренные миноносцы. Это связано с тем, что подобные корабли, как правило, действуют в обстановке сильного шума, которая не позволяет рассчитывать на успешное обнаружение затаившейся подводной лодки с помощью пассивного гидролокатора. Этот мешающий шум может производиться самим противолодочным судном, движущимся на высокой скорости, или другими судами, которые оно сопровождает. О шумах, производимых морскими судами, и другую информацию по данному вопросу см. *Подводный звук.*

Кроме гидролокаторов, применяемых на морских судах, есть целый ряд других гидроакустических систем. Они могут применяться также на самолетах для обнаружения подводных лодок с помощью буев, сбрасываемых в воду, на минных тральщиках для обнаружения мин и на акустических торпедах. Гидроакустические системы находят также применение в мирных целях. С помощью гидролокаторов можно обнаруживать косяки рыбы и затонувшие суда. Эхолот, или индикатор глубины, в сущности также представляет собой активную гидроакустическую систему. См. *Гидроакустический буй. Эхолот.*

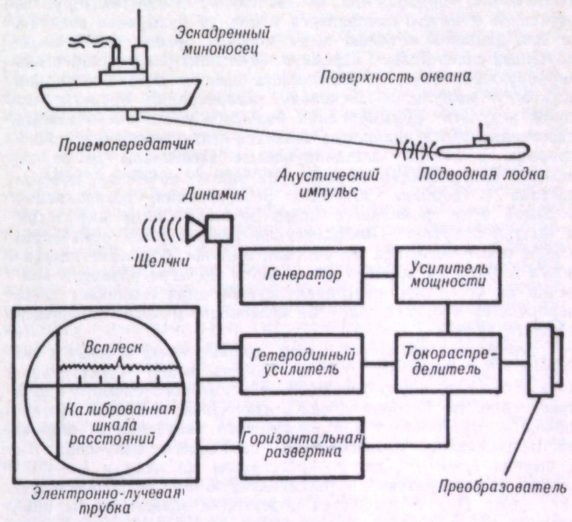
Активный гидролокатор состоит из одного или нескольких приемопередатчиков (гидроакустических преобразователей), которые излучают и принимают акустические импульсы, электрического или электронного оборудования для генерирования и выделения электрических импульсов до и после их прохождения через приемопередатчики, устройства индикации с экраном или самописца для наблюдения принятых сигналов (см. рисунок).

Приемопередатчик находится в заполненном водой обтекателе, позволяющем уменьшить шум, который возникает при движении приемопередатчика в воде. На надводных судах обтекатель обычно устанавливают в таком месте килевой части судна, чтобы он возможно глубже уходил под воду. С целью увеличения этой глубины иногда используют буксируемые гидролокаторы, которые можно использовать также с дирижаблей и вертолетов. Приемный преобразователь активного гидролокатора обладает обычно направленным действием, с тем чтобы можно было определять пеленг цели.

Излучение акустических импульсов. Поступающий на преобразователь узкий импульс электрической энергии преобразуется в аналогичный импульс звуковой энергии, распространяющийся в воде. Цели, оказавшиеся на пути акустического импульса, отражают часть его энергии обратно либо к тому же самому приемопередатчику, либо к другому приемному преобразователю, где она преобразуется в электрический импульс. Этот импульс усиливается и затем воспроизводится как функция времени, истекшего от момента излучения импульса, и указывает наличие целей, встретившихся на пути импульса, распространяющегося от передатчика к приемнику. Обычно гидролокаторы работают в диапазоне частот 5—50 тыс. Гц. Импульс периодически повторяется со скважностью, которая определяется максимально достижимой дальностью.

Устройства воспроизведения. Существуют различные типы устройств воспроизведения и регистрации. Индикация часто осуществляется в визуальной и звуковой форме. В случае звуковой индикации гидроакустик вслед за излученным импульсом (звонким щелчком) прослушивает эхосигналы, которые поступают на преобразователь по акустическому лучу. Их частоты понижаются по сравнению с частотой излученного сигнала.

Одним из типов визуальных индикаторов является регистратор дальности. При этом способе индикации поперек ленты специально обработанной бумаги движется перо, кото-



Активный гидролокатор. (*Из H. F. Olson, Acoustical Engineering, 3d ed., Van Nostrand, 1957*)

рое оставляет черный след, прожигая бумагу электрической искрой при поступлении эхосигнала. Бумага протягивается с постоянной скоростью, а движение пера так отрегулировано по фазе, что каждый его пробег начинается в момент излучения импульса. Расстояние вдоль пути пера, на котором появляется эхосигнал, соответствует дальности до цели. Так как последовательные эхограммы воспроизводятся одна под другой, можно определять движение цели относительно судна.

В гидролокаторе кругового обзора индикация мишени производится на экране осциллографа. В этом случае акустические импульсы излучаются во всех направлениях, а главный лепесток диаграммы направленности электрически вращается в горизонтальной плоскости. Местоположение судна совпадает с центром изображения на экране электронно-лучевой трубки. Электронный луч перемещается от центра трубки к ее краям в направлении, соответствующем положению оси принимающего преобразователя. Яркость пятна засветки изменяется в зависимости от интенсивности поступившего сигнала. Такой индикатор, который дает и расстояние, и направление на различные цели, применяется также в радиолокаторах и называется индикатором кругового обзора (ИКО).

Электронно-лучевая трубка может работать по-иному, и тогда пятно засветки, появляющееся одновременно с излученным импульсом, движется слева направо, а принятый сигнал отклоняет пятно по вертикали. Это — индикатор переменного смещения, который фиксирует цели в зависимости от расстояния по фиксированному пеленгу. В радиолокаторах такие индикаторы называют индикаторами типа А, или линейными индикаторами.

Эффективность действия активного гидролокатора зависит от многих факторов. Важнейшим среди них, особенно вследствие большой изменчивости, являются потери энергии при распространении в воде между излучающим преобразователем и целью. Они зависят от частоты акустических импульсов и градиентов температуры в океане, определяющих преломление акустических волн.

Другой фактор — это отражательная способность цели, или интенсивность цели. Цель можно обнаружить лишь в том случае, если отраженный от нее сигнал будет сильнее других сигналов, которые может принять гидролокатор. Эти мешающие сигналы обычно вызываются собственным шумом гидролокатора или реверберацией.

Собственный шум гидролокатора появляется в результате движения судна, на котором установлен гидролокатор. Интенсивность шума в первую очередь определяется кавитацией и турбулентностью вблизи приемопередатчика. Собственный шум быстро усиливается в зависимости от скорости судна, особенно если она превышает ту скорость, при которой возникает кавитация.

Реверберация представляет собой сочетание всевозможных эхосигналов, приходящих к активному гидролокатору из океана, т. е. от его поверхности и дна, от пузырьков воздуха, от находящихся в толще воды морских организмов и неоднородных слоев воды. Гидроакустик слышит реверберацию как вибрирующий звук, начинающийся вскоре после излучения звукового импульса. Поскольку реверберация представляет собой результат суммирования большого числа очень слабых рассеянных эхосигналов, она является статистической по своей природе, и поэтому индивидуальные эхосигналы не различаются. Реверберация бывает трех видов: объемная, поверхностная и донная. Объемная реверберация, возникающая в самой воде, появляется вслед за излученным импульсом и быстро затухает. Поверхностная реверберация отмечается вскоре после того, как излученный импульс достигает поверхности моря. Она заметно усиливается по мере развития волнения на поверхности. Донная реверберация возникает из-за неровностей морского дна и на мелководье может становиться преобладающей.

Термин «интенсивность цели», используемый в связи с активной гидролокацией, позволяет количественно охарактеризовать эхосигнал, возвратившийся от некоторого объекта вдоль траектории, по которой прошел излученный импульс. Интенсивность отраженного или рассеянного излучения I_s обычно пропорциональна интенсивности падающего излучения I_i, а именно $I_s = kI_i/r^2$, где r — расстояние до цели и k — константа, характеризующая рассеивающую или отражательную силу цели. Для большинства объектов k зависит от их ориентации. Сила цели T определяется как величина k, выраженная в децибелах (дБ), т. е. $T = 10 \lg k$. Для абсолютно отражающей сферы радиусом a (a больше длины волны) $T = 20 \lg (a/2)$. При определении силы цели в качестве единицы длины обычно берут ярд. Поскольку $\lg 1 = 0$, в случае цели, выполненной в виде сферы радиусом два ярда, сила цели получится равной нулю ($T = 0$). Таким образом, в случае любого другого объекта сила цели определится из сравнения отражательной способности этого объекта с отражательной способностью сферы радиусом два ярда. Например, объект с $T = -6$ дБ имеет отражательную способность, эквивалентную отражательной способности абсолютно отражающей сферы радиусом один ярд.

Гидроакустический доплеровский эффект состоит в изменении частоты эхосигнала вследствие перемещения цели. Как и в случае любого волнового движения, при отражении акустической волны от перемещающейся цели происходит сдвиг частоты. Поскольку вызывающие реверберацию рассеиватели звука в морской воде сравнительно неподвижны, в условиях реверберации обнаружить эхосигнал от движущейся цели обычно удается благодаря тому, что он имеет иную частоту.

Пассивный гидролокатор. Подводная акустическая система, позволяющая вести наблюдение, просто прослушивая шум, идущий от предполагаемой цели. Несомненным достоинством пассивных систем является то, что сами они не поддаются обнаружению. К недостаткам следует отнести тот факт, что они улавливают все шумы, идущие из моря и от судна. При благоприятных условиях пассивные гидролокаторы на современных подводных лодках позволяют обнаруживать неприятельские корабли на расстоянии более 150 км. Пассивный гидролокатор состоит из узконаправленного приемопередатчика со сканирующей диаграммой направленности или серии приемопередатчиков, электронных усилителей и системы индикации. Поскольку индикация, как правило, является звуковой, в гидролокаторе используются частоты звукового диапазона, которые подходят для обнаружения с точки зрения спектра шумов, производимых судами. Шум, идущий от судна и воспринимаемый пассивным гидролокатором, создается при работе судовых механизмов, прежде всего главного двигателя, и импульсных ударах при вращении винтов.

Эффективность действия пассивного гидролокатора зависит от уровня излученного шума, потерь энергии при распространении между судном и гидролокатором и уровня фонового шума, воспринимаемого гидролокатором. Этот мешающий фоновый шум может быть собственным шумом судна или внешним шумом моря. Собственный шум может появляться при работе судовых механизмов на наблюдающем с помощью гидролокатора судне и в результате движения судна по воде. Если на судне, использующем гидролокатор, двигатели выключены и оно движется медленно, собственный шум может уменьшиться настолько, что мешать будут только шумы моря. Именно этот внешний шум с непрерывным спектром и регистрируется в море. Поскольку шумы моря приходят со всех направлений, их влияние можно значительно уменьшить, улучшив направленность гидролокатора.

Роберт У. Морзе

Лит.: A. W. Cox, *Sonar and Underwater Sound*, 1975; W. E. Kock, *Radar, Sonar, Holography: An Introduction*, 1973; R. J. Urick, *Principles of Underwater Sound for Engineers*, 1967.

Гидрометеорология

Исследование переноса влаги и изменений ее фазовых состояний в атмосфере. В более узком смысле этот термин означает изучение водообмена между атмосферой и поверхностью материков. Такой водообмен включает выпадение осадков и конденсацию влаги, а также испарение и транспирацию с естественных природных поверхностей. Особое внимание уделяется статистическим характеристикам интенсивности осадков и их зависимости от площади и продолжительности выпадения в данном географическом районе.

В атмосфере влага содержится главным образом в газообразном состоянии. Среднее содержание водяного пара уменьшается с высотой и широтой и зависит от времени года и типа подстилающей поверхности. Полное количество водяного пара в столбе воздуха с площадью сечения 1 см², простирающемся от земной поверхности до верхней границы атмосферы, может изменяться от значений, близких к нулю, в континентальных арктических воздушных массах до примерно 6 г·см$^{-2}$ в очень влажном тропическом воздухе. В северном полушарии его среднее значение составляет в январе и феврале 2,0 г·см$^{-2}$, а в июле — примерно 3,7 г·см$^{-2}$. Среднее содержание водяного пара в столбе воздуха равно приблизительно 2,8 г·см$^{-2}$, что эквивалентно толщине слоя осажденной воды немногим более 2,5 см.

Круговорот воды в атмосфере. Хотя в каждый отдельный момент времени относительное содержание влаги в атмосфере незначительно, интенсивность влагообмена между атмосферой и материками и океанами весьма велика. В среднем молекула воды остается в атмосфере примерно в течение 10 сут и в силу большой подвижности воздуха возвращается на земную поверхность на расстоянии многих сотен или даже тысяч километров от того места, где она попала в атмосферу.

Источником атмосферной влаги является испарение с поверхности океана, а также испарение и транспирация с поверхности суши. Удаляется влага из атмосферы в результате выпадения осадков в виде дождя, снега и др. Количество влаги, теряемое атмосферой при непосредственной конденсации на поверхности земли (роса), относительно мало.

Основной особенностью круговорота влаги в атмосфере является меридиональный перенос водяного пара. В узком широтном поясе приблизительно между 10° ю. ш. и 15° с. ш. осадки в среднем превышают испарение. Эти потери влаги в атмосфере компенсируются главным образом переносом влажного воздуха в тропиках по направлению к экватору в нижних слоях пассатных ветров. В умеренных широтах и полярных районах обоих полушарий осадки также превышают испарение, поэтому в этих областях потоки водяного пара направлены к полюсам. Перенос влаги здесь осуществляется циклонами и антициклонами — крупномасштабными вихрями, оси вращения которых направлены по нормали к земной поверхности. Для земного шара в целом среднее количество выпавших осадков должно компенсироваться поступлением влаги в атмосферу за счет испарения. В субтропиках испарение существенно превышает осадки. Значения меридионального переноса влаги в различных широтных поясах следующие:

Широта	90° с. ш.	70	40	10	0	10	40	70	90° ю. ш
Поток, 10^{10} г·с$^{-1}$	0	4	71	—61	45	71	—75	1	0

Этот перенос является одной из важных характеристик общей циркуляции атмосферы. Аналогичный круговорот воды, вероятно, имел бы место в случае, если бы земной шар был полностью покрыт океанами, хотя детали переноса влаги, в частности ее потоки через экватор, могли бы, несомненно, быть другими.

Глобальное распределение осадков усложняется наличием материков. Для суши единственным источником воды являются осадки, поэтому средняя эвапотранспирация (сумма испарения и транспирации) не может превосходить осадки. Перенос водяного пара от океанов к материкам через атмосферу и обратный процесс — возвращение влаги в атмосферу и океан в результате испарения, транспирации и стока — называется гидрологическим циклом. Его атмосферная фаза тесно связана с перемещением воздушных масс. В средних широтах, например, осадки выпадают главным образом из масс морского воздуха, движущихся через континент в северном и восточном направлениях. В среднем осадки в этих воздушных массах превосходят поступление влаги к ним за счет эвапотранспирации. И, наоборот, массы холодного и сухого воздуха перемещаются обычно из внутренних областей континентов к океанам в южном и восточном направлениях. В таких континентальных воздушных массах испарение значительно превосходит осадки, особенно при прохождении этих масс над океанами в зимнее время. Эти особенности в сочетании с крайне высокой подвижностью атмосферы и содержащегося в ней водяного пара позволяют сделать предположение о том, что только малая часть воды, испарившейся с поверхности континента, выпадет в виде осадков на тот же континент. См. *Гидрология, Общая циркуляция атмосферы, Эвапотранспирация.*

Осадки. Гидрометеорологи уделяют особое внимание измерению осадков и анализу результатов этих измерений. Начиная с 1970-х годов для оценки количества осадков все более широко используются радары. Путем сопоставления интенсивности отражения радарного сигнала с интенсивностью осадков оказалось возможным получить детальную информацию о структуре и пространственном распределении ливней. См. *Метеорологические приборы, Обнаружение атмосферных вихрей, Радиолокационная метеорология.*

Для преодоления трудностей, обусловленных недостаточной плотностью сети станций на океанах и в малонаселенных областях континентов, используются данные метеорологических спутников. Прогресс, достигнутый к 1970-м годам в развитии методов оценки количества выпадающих осадков по спутниковым данным о типе и распределении облачности, имеет для гидрометеорологии особенно большое значение. См. *Метеорологические спутники.*

Осадки образуются при охлаждении водяного пара, содержащегося в воздухе, до состояния насыщения. Подъем воздуха к слоям с более низким давлением является наиболее эффективным процессом, вызывающим быстрое охлаждение воздуха и конденсацию содержащегося в нем водяного пара. Осадки поэтому могут быть классифицированы в соответствии с атмосферными процессами, приводящими к необходимому подъему воздуха. Выделяются три основных типа осадков.

1. Орографические осадки, обусловленные вертикальными движениями, возникающими при обтекании неровностей рельефа местности. Разнообразие форм рельефа на небольших площадях приводит к большой изменчивости осадков по территории.

2. Осадки внетропических циклонов, связанные с перемещением областей низкого давления в средних и высоких широтах. Эти барические образования, которые переносят опускающийся холодный сухой воздух к югу, а поднимающийся теплый влажный воздух к северу, обусловливают большую часть осадков в средних и высоких широтах.

3. Внутримассовые осадки, выпадающие под влиянием возмущений в существенно однородных воздушных массах. Такой тип осадков характерен для областей континентов в средних широтах в летнее время года.

Аналогичные процессы обусловливают выпадение большей части осадков в тропиках, где с возмущениями различного масштаба могут быть связаны как отдельные ливни, так и сильные ураганы. В большинстве случаев необходимый для осадкообразования упорядоченный подъем воздушных масс создается в областях циклонического вихря, т. е. в районах, где циркуляция воздушных течений направлена против часовой стрелки в северном полушарии или по часовой стрелке в южном.

Данные стационарных метеорологических спутников, а также материалы наземных и аэрологических измерений, получение и сбор которых является одной из задач Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), будут способствовать дальнейшему пониманию природы и распределения осадков в тропиках. См. *Тропическая метеорология, Ураган, Шторм.*

Осадки, естественно, могут быть жидкими или твердыми. Кроме дождя и снега, наблюдаются также град, снежная крупа, гололед, изморозь. Если восходящие движения однородны по горизонтали и охватывают площади с характерным линейным масштабом в десятки или сотни километров, они вызывают обычно слабые или умеренные осадки, которые могут продолжаться в течение длительного времени. Вертикальные скорости подъема воздушных масс при осадках такого типа, как правило, составляют несколько сантиметров в секунду. При других метеорологических условиях, особенно когда плотность поднимающегося воздуха оказывается меньше плотности окружающей его среды, локальные вертикальные скорости подъема могут быть очень велики (около нескольких метров в секунду), что сопровождается возникновением компенсирующих нисходящих движений в соседних областях. Примером конвективных осадков являются ливни при грозах. В этом случае интенсивность осадков бывает очень велика, но охваченная ими территория и продолжительность их выпадения сравнительно малы. Иногда ливни наблюдаются и на фоне устойчивых обложных осадков. См. *Осадки.*

Анализ данных об осадках. Хотя выпадение осадков происходит на площадях различных размеров, данные большинства измерений (радиолокаторы используются пока еще только в экспериментальном порядке) получены на отдельных станциях. Анализ таких «точечных» данных об осадках наиболее часто используется при оценках повторяемости интенсивных ливней. Такого рода информация очень важна для оценок возможного затопления при наводнениях, для определения параметров таких локальных гидротехнических сооружений, как водопропускные дренажные трубы или ливневая канализация в городах, а также для оценок возможной эрозии почвы. Интенсивные локальные осадки небольшой продолжительности (до 1 ч) обычно наблюдаются при грозах. Интенсивность осадков может быть очень большой за малые интервалы времени и уменьшаться по мере увеличения их продолжительности.

К типичным гидрометеорологическим задачам относится оценка вероятности возникновения ливня заданной интенсивности и продолжительности над данной площадью водосбора, которая необходима для расчетов оптимального водослива плотины. Такие оценки могут быть получены только с помощью тщательного метеорологического и статистического анализа большого числа ливней по данным климатических справочников. В США инженерный корпус армии совместно с Национальной службой погоды разработали долгосрочную программу анализа исходных данных с целью обеспечения инженеров-практиков данными о продолжительности осадков, их интенсивности и площади выпадения.

Испарение и транспирация. При расчетах водного баланса атмосферы гидрометеоролог должен также оценивать процессы испарения с различных естественных поверхностей, таких, как почва, открытая водная поверхность, снежные или ледяные массивы, а также транспирацию растительного покрова. Роль метеоролога заключается в оценке переноса водяного пара в турбулентном пограничном слое. Задача усложняется при наличии неоднородностей подстилающей поверхности, особенно при изрезанном рельефе местности. Кроме того, нагревание или охлаждение атмосферы у ее нижней границы усиливает или ослабляет турбулентный обмен. Хотя эти проблемы решаются главным образом теоретическим путем, в практических расчетах в настоящее время широкое применение получили эмпирические соотношения. См. *Метеорология, Микрометеорология.*

Юджин М. Расмуссен

Лит.: R. D. Fletcher, Hydrometeorology in the United States, in T. F. Malone (ed.), *Compendium of Meteorology*, 1951; R. K. Linsley, M. A. Kohler, and J. L. H. Paulus, *Hydrology for Engineers*, 2d ed., 1975; E. N. Lorenz, *The Nature and the Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, 1967 (Э. Н. Лоренц, Природа и теория общей циркуляции атмосферы.— Л., 1970; W. D. Sellers, *Physical Climatology*, 1965.

Доп. лит.: Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л., 1976.

Гидросфера

Приблизительно 74 % поверхности Земли покрыто водой, как в жидком, так и в твердом состоянии. Эти воды, в том числе

и подземные, составляют гидросферу (данные приведены в км³):

Мировой океан	$1{,}3 \cdot 10^9$
Пресноводные озера	$1{,}3 \cdot 10^5$
Соленые озера и внутренние моря	$1{,}0 \cdot 10^5$
Реки	$1{,}3 \cdot 10^3$
Почвенная влага и грунтовые воды	$6{,}7 \cdot 10^4$
Подземные воды до глубины 4000 м	$8{,}4 \cdot 10^6$
Ледниковые щиты и ледники	$2{,}9 \cdot 10^7$

На океаны приходится 97 % объема гидросферы. Что же касается льда, то его количество отражает состояние климата Земли; в периоды оледенения количество льда увеличивается. (Объем водяного пара, содержащегося в атмосфере, составляет $1{,}3 \cdot 10^4$ км³). Циркуляция вод в гидросфере является результатом погодообразующих процессов, протекающих над земной поверхностью. За год с поверхности Мирового океана испаряется $3{,}5 \cdot 10^5$ км³, а с поверхности суши $7{,}0 \cdot 10^4$ км³ воды, которая со временем превращается в осадки, составляющие $3{,}2 \cdot 10^5$ км³ в год над океанами и $1{,}0 \cdot 10^5$ км³ в год над сушей. Часть дождевых вод, выпадающих на сушу, просачивается в землю, другая их часть уносится с потоками в море. См. *Гидрология, Замерзшие воды суши, Морская вода, Подземные воды, Реки.*

Эдвард Д. Голдберг

Лит.: R. L. Nace, Water resources, *Environ. Sci. Technol.*, 1: 550—560, 1967.

Доп. лит.: Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л., 1978.— 638 с.

Глубоководная фауна

Глубинные воды можно определить как часть океана, расположенную ниже верхней границы материковых склонов (рис. 1). Они заполняют глубоководные бассейны океанов, покрывающие около двух третей поверхности земного шара,

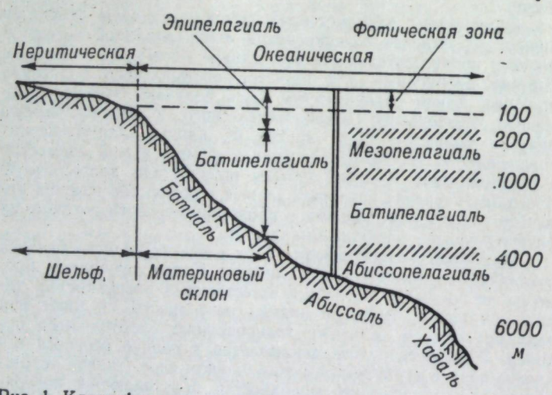


Рис. 1. Классификация морской среды.

имеют среднюю глубину около 4000 м и являются местом обитания сообществ животных, сильно отличающихся от населяющих прибрежные воды, расположенные на шельфах (неритическая зона).[1]

Систематическое изучение больших глубин началось со времени экспедиции судна «Челленджер» (1872—1876 гг.). С тех пор были предприняты многочисленные крупномасштабные глубоководные экспедиции. В 1948 г. во время шведской глубоководной экспедиции в Атлантическом океане были впервые применены новая техника траления и лебедка, которая затем использовалась в последующих экспедициях.

[1] В настоящее время приняты еще следующие обозначения: псевдобатиаль — участки переуглубленного шельфа с глубиной свыше 200 м, изолированные от материкового склона; псевдоабиссаль — участки морского дна с глубиной свыше 2000 м, изолированные от ложа Мирового океана, например глубины Северного Ледовитого океана; талассоабиссаль — участки дна Мирового океана, приподнятые до уровня батиальных глубин и изолированные от материкового склона срединно-океанические хребты. (*Прим. пер.*)

Глубоководная фауна состоит из пелагических животных (плавающих или дрейфующих) и бентосных (обитающих на самом дне или вблизи него). Пелагические животные подразделяются на мелкие формы, которые обычно переносятся течениями (зоопланктон), и более крупные и активные (нектон), к которым относятся, например, кальмары, рыбы и китообразные. Пелагические глубоководные животные часто называются батипелагическими в отличие от эпипелагических организмов поверхностных вод (см. рис. 1).

Батипелагическая фауна. Вся жизнь животных в море, пелагических и бентосных, зависит от роста микроскопических

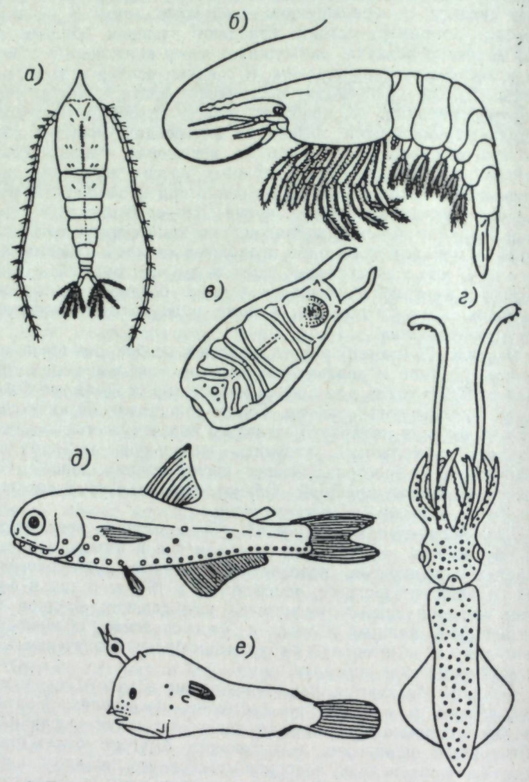


Рис. 2. Глубоководные пелагические животные.

а — веслоногий рачок (*Haloptilus acutifrons*), *б* — креветка (*Acanthephyra multispina*), *в* — сальпа (*Salpa*, or *Thalia, democratica*), *г* — кальмар (*Abraliopsis morisii*), *д* — светящийся анчоус (*Myctophym punctatum*), *е* — глубоководный удильщик (*Lophodolus acanthognathus*).

растений (фитопланктона). Для фотосинтеза и обильного роста фитопланктона достаточно света, проникающего от поверхности до глубины примерно 100 м. Этот слой называется эвфотической зоной. На больших глубинах растения могут существовать только как сапрофиты. Однако продукция растений переносится на максимальные глубины через сложные пищевые цепи. Их составляют зоопланктон, который питается фитопланктоном, хищные виды, пожирающие зоопланктон, и крупные хищники, которые поедают других животных. Типичные батипелагические животные (рис. 2) обитают на глубине более 200 м.

Зоопланктон. Планктонные (или дрейфующие) формы животных включают простейших, глубоководных рыб на личиночных стадиях и даже крупные организмы с ограниченными возможностями передвижения.

1. Простейшие (*Protozoa*). В эту группу входят различные семейства фораминифер и радиолярий, таких, как *Challengeriidae* и *Tuscaroriidae*, скелеты которых составляют основную часть глубоководных осадков.

2. Кишечнополостные (*Coelenterata*). К ним относятся сцифомедузы, такие, как *Atolla* и *Periphylla*, которые широко распространены. Другие медузы представлены различными *Trachymedusae* (рода *Crossota* и *Colobonema*) и *Nacromedusae*. Сифонофоры, в частности дифииды, обитают даже на глубинах около 3000 м, но чаще встречаются на глубине нескольких сотен метров. Из гребневиков (*Ctenophora*) батипелагическим является только семейство *Bathyctenidae*.

3. Немертины (*Nemertini*). В эту группу червей входят и батипелагические виды, принадлежащие к нескольким семействам.

4. Ракообразные (*Crustacea*). По числу видов и индивидуумов среди ракообразных наиболее широко распространены мелкие веслоногие рачки (*Copepoda*) длиной 0,3—17 мм. Имеются многочисленные батипелагические виды ракообразных. Некоторые ракушковые рачки (*Ostracoda*) (род *Giganocypris*) обитают только в батипелагиали, так же как и некоторые бокоплавы (*Amphipoda*) (рода гаммаридеа *Cyphocaris* и *Hyperiopsis* и большинство видов семейств гиперид — *Scinidae* и *Lanceolidae*).

Более крупные и активные пелагические ракообразные — эвфаузииды (*Euphausiacea*), различные мизиды (*Mysidacea*) и креветки — обычно классифицируются как планктон, но могут называться и микронектоном, который является промежуточной группой между подвижным нектоном и дрейфующим планктоном. Эвфаузинида *Benthenphausia* и различные виды родов *Thysanopoda*, *Nematoscelis* и *Stylopherion* образуют значительные скопления в батипелагической зоне. К глубоководным родам мизид относятся *Gnathophausia*, *Lophogaster*, *Eucopia*. Многочисленных батипелагических представителей имеют такие семейства креветок, как *Hoplophoridae* и *Sergestidae*.

5. Щетинкочелюстные (*Chaetognatha*). Некоторые виды морских стрелок, например *Eukrohnia fowleri* и *Sagitta macrocephals*, в основном батипелагические.

6. Иглокожие (*Echinodermata*); голотурии, или морские огурцы (*Holothuroidea*). Роды *Pelagothauria*, *Enypiastes* и *Galatheathuria* являются батипелагическими; представители первых двух родов похожи на медуз.

7. Протохордовые (*Protochordata*): *Thaliacea*. В то время как представители сем. *Thaliacea* обитают в основном в поверхностных слоях океана, сальпы, долиодиды и пиросомы встречаются на глубинах более 3000 м.

Глубоководный нектон. Эта группа широко представлена кальмарами, осьминогами и рыбами, но иногда к ней можно отнести и кашалотов, которые в поисках кальмаров — их основной пищи — опускаются на большие глубины.

1. Моллюски (*Mollusca*): головоногие (*Cephalopoda*). Отдельные семейства кальмаров (*Histioteuthidae, Spirulidae, Lycoteuthidae, Chiroteuthidae* и *Enoploteuthidae*) составляют основную часть глубоководного нектона вместе с осьминогами (рода *Cirrothauma, Amphitretus, Vitreledonella* и *Vampyroteuthis* (*Vampyromorpha*)).

2. Рыбы. За исключением немногочисленных сквалидных акул, глубоководная фауна рыб представлена костистыми рыбами (*Teleostei*). К наиболее разнообразным группам относятся стомиатоиды (*Clupeiformes*), включающие около 300 видов, светящиеся анчоусы (*Myctophidae, Salmoniformes*) — около 250 видов, глубоководные удильщики (*Lophiiformes*) — примерно 90 видов. Немногие виды, принадлежащие к отрядам угреобразных (*Anguilliformes*) и китовидкообразных (*Cetomiformes*),— исключительно батипелагические, так же как и некоторые угри (*Cyemidae, Nemichthyidae*) и бериксообразные (*Beryciformes*) (например, *Melamphaidae*).

Распространение. Батипелагическая фауна наиболее разнообразна в тропических и умеренных зонах океана. Многочисленные виды были найдены во всех температурных зонах, но представляется, что распространение многих видов более ограниченное.

Для каждого вида характерно определенное вертикальное распределение. По современным данным, имеются три основные вертикальные океанские зоны, каждая со своим характерным населением. Батипелагической называется фауна, которая населяет глубины 1000—4000 м, тогда как фауна глубин 200—1000 м называется мезопелагической, а фауна глубин более 4000 м — абиссопелагической (см. рис 1). Типичные представители мезопелагической фауны (стомиатоиды и светящиеся анчоусы) обитают в сумеречной зоне на больших глубинах (между изотермами 20 и 10 °С), в то время как батипелагические виды (например, глубоководные удильщики и осьминог (*Vampyroteuthis*) встречаются в темных более холодных слоях океана ниже изотермы 10 °С.

Многочисленные виды мезопелагических животных, таких, как эвфаузииды, креветки, кальмары и рыбы (в частности, светящиеся анчоусы), подвержены значительным вертикальным миграциям. Ночью они поднимаются в продуктивные поверхностные воды для откорма, а перед восходом Солнца начинают опускаться в те слои, где обитают постоянно. См. *Рассеивающий слой.*

Биолюминесценция. Вероятно, отличительной особенностью пелагической глубоководной фауны является обилие люминесцентных видов, для которых характерно наличие светящихся органов (фотофоров). Многие кальмары, рыбы и крупные ракообразные (креветки хоплофориды и сергестиды, эвфаузииды) имеют определенные механизмы свечения. Исследования, проведенные в 1958 г. с помощью батифотометра, показали, что люминесцентные организмы встречаются даже на глубине более 3750 м.

Бентосная фауна. В океане имеются две основные экологические группы бентосных животных (рис. 3): прикрепленные ко дну и ползающие и плавающие вблизи от него.

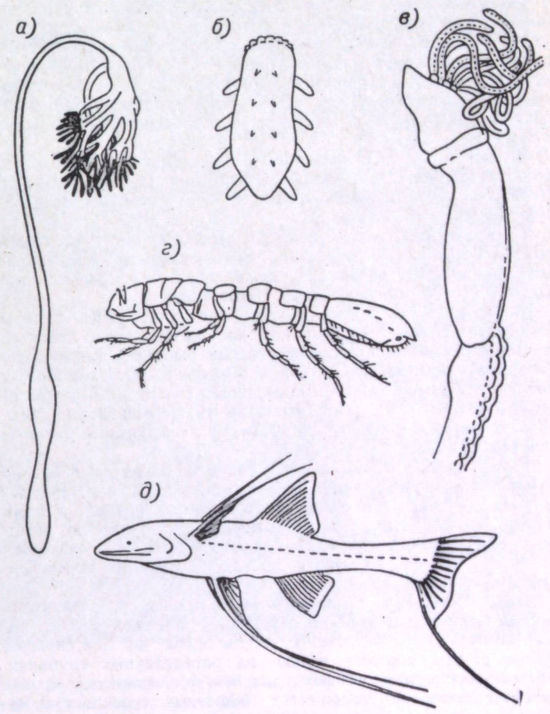


Рис. 3. Глубоководные бентосные животные.

а — морское перо (*Umbellula*) (видны выпуклые части стебля, благодаря которым животное удерживается на дне), *б* — элазиподная голотурия, морской огурец (*Elpidia glacialis*), *в* — голова и передняя часть туловища погонофоры (*Birsteinia witjasi*), *г* — равноногий рак (*Macrostylus hadalis*), *д* — батиптероидная рыба (*Benthosaurus*).

Прикрепленные бентосные животные. Эта группа представлена видами, которые прикрепляются к донным осадкам, скалам или другим организмам. Ниже рассмотрены наиболее типичные формы.

1. Губки (*Porifera*): стеклянные губки (*Hexactinellida*) — около 375 видов.

2. Кишечнополосные (*Coelenterata*): некоторые гидроиды, горгонарии, морские перья, черные кораллы, актинии и мадреповые кораллы (рода *Lophohelia* и *Amphihelia*).

3. Ракообразные (*Crustacea*): усоногие раки (морские желуди) (*Cirripedia*), такие, как *Scallpellum* и *Verruca* sp.

4. Иглокожие (*Echinodermata*): морские лилии (*Crinoidea*). Многочисленные виды стебельчатых лилий обитают совместно с некоторыми бесстебельчатыми лилиями на больших глубинах.

5. Протохордовые (*Protochordata*): погонофоры и некоторые асцидии (*Culeolous* sp.).

Бентосные животные, ползающие и плавающие. Эта группа включает свободно передвигающихся животных, которые плавают над дном или закапываются в донные осадки, верхний слой которых богат бактериальной флорой.

1. Кольчатые черви (*Annelida*). Несколько видов многощетинковых червей (*Polychaeta*).

2. Гефиреи (*Gephyrea*). Некоторые виды эхиурид и сипункулид.

3. Ракообразные (*Crustacea*). Среди видов и индивидуумов наиболее значительную группу бентосных глубоководных ракообразных составляют *Peracarida*, представленные различными видами кумовых раков (*Cumacea*: *Bathycuma*, *Macrocylindrus*), равноногих раков (*Isopoda*: *Ischnomesus*, *Eurycope*), бокоплавов (*Amphipoda*) и танаидацей (*Tanaidacea*: *Apseudes*, *Neotanais*). Из *Eucarida* наиболее значительной группой являются пенаеидные креветки и представители сем. *Eryonidae*. Здесь также представлены некоторые крабы (*Platymaia*, *Geryon*, *Ethusa*, *Scyramathia*) и раки-отшельники (многие виды *Axiidae*).

4. Морские пауки (*Pantopoda*). Многочисленные виды семейства *Colossendeidae* и *Nymphonidae*.

5. Моллюски (*Mollusca*). Некоторые осьминоги (*Octopodidae*) и цирроморфные осьминоги, которые обитают на дне в глубоководных районах океана, так же как и различные брюхоногие (*Gastropoda*), лопатоногие (*Scaphopoda*) и двустворчатые моллюски (*Lamellibranchiata*). Маленькие, блюдечкоподобные моллюски, названные *Neopilina galatheae*, были пойманы драгой впервые в 1951 г. во время экспедиции на судне «Галатея».

6. Иглокожие (*Echinodermata*). Составляют значительную часть фауны бентоса, в частности голотурии (морские огурцы) (*Holothuroidea*), принадлежащие к отрядам *Elasipodida* и *Molpadida*.

Среди морских ежей (*Echinoidea*) отряд *Cidaroida* и подотряд *Meridosternata* представлены в основном глубоководными видами. Встречаются также различные змеехвостки (*Ophiuroidea*) и морские звезды (*Asteroidea*).

7. Рыбы. Виды одной группы хрящевых рыб — химеры (*Holocephali*) — обитают в водах над материковым склоном. Основные группы бентосных костистых рыб представлены семействами *Bathypteroidae* (*Salmoniformes*); *Halosauridae* и *Notacanthidae* (*Notacanthiformes*), крысохвосты (*Macrouridae*) и моровые (*Moridae*), (*Gadiformes*), а также ошибневые (*Brotulidae*), морские слизни (*Liparidae*) и бельдюговые (*Zoarcidae*) (*Perciformes*).

Распространение. Донная фауна наиболее разнообразна в умеренных и тропических районах океана, хотя и арктические, и антарктические воды также богаты специфическими видами. Так же как и представители фауны пелагиали, некоторые виды животных могут встречаться во всех трех океанских зонах, тогда как другие обитают только на определенных глубинах.

В то время как одни виды (в частности, представители многощетинковых червей, брюхоногих моллюсков и змеехвосток, офиур) распространены от литорали до абиссальных глубин, другие обитают только на определенных глубинах. Согласно последним данным, для материкового склона характерны типичные сообщества животных, распространяющиеся вплоть до глубины 3000 м (батиаль), ниже этой границы в абиссали встречаются другие сообщества. Согласно исследованиям датских и советских ученых, глубоководные впадины (с глубинами более 7000 м) представляют собой особую экологическую зону (хадаль), заселенную некоторыми характерными видами, способными существовать при давлении 700—1000 атм (барофильные виды). Эти работы также показали, что в океане жизнь может существовать на очень больших глубинах (более 10 000 м) и что виды некоторых животных, такие, как актинии, эхиуриды, многощетинковые черви, двустворчатые моллюски, равноногие раки, бокоплавы, голотурии и погонофоры, встречаются на глубинах более 9000 м.

С увеличением глубины имеет место уменьшение числа видов и количества экземпляров животных. Советские биологи установили, что на глубинах 8000—10 000 м биомасса животных на 1 м² дна океана составляет от 1/5 до 1/15 их биомассы на глубине 1000—4000 м. Интересно, что на глубинах более 7000 м встречается мало хищных животных, таких, как крабы, змеехвостки и морские звезды. Здесь обитают погонофоры (фильтраторы) и животные, пропускающие ил через кишечник (голотурии и черви эхиуриды), которые являются основными представителями фауны хадали. См. *Морская экосистема*, *Плодородие морских вод*.

Норман Б. Маршалл

Лит.: J. Barnard et al., *Abyssal Crustacea*, 1962; A. F. Bruun, Animals of the abyss, Sci. Amer., 197(5): 50—57, 1957; A. F. Bruun, Deep sea and abyssal depths, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 67(1): 641—672, 1957; *The Galathea Deep Sea Expedition*, 1950—1952, 1956; C. P. Idyll, *Abyss: The Deep Sea and the Creatures That Live in It*, 2d ed., 1971; A. G. Macdonald, *Physiological Aspects of Deep Sea Biology*, 1977.

Доп. лит.: Андрияшев А. П. Некоторые добавления к системе вертикальной зональности морской донной фауны.— В сб.: Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана. Л., 1974, с. 6—7; Дерюгин К. М. Фауна Кольского залива и условия ее существования.— Зап. Академии Наук, 1915, сер. 8, т. 34.— 929 с.

Гляциология

Наука о ледниках, включающая все смежные научные дисциплины. В отличие от ледниковой геологии, объектом исследований которой являются древние оледенения, гляциология изучает главным образом современные ледники и протекающие в них процессы.[1]

Ледник — это движущееся естественное скопление льда. Ледники образуются в области аккумуляции снега, расположенной выше средней снеговой линии. Наиболее активные ледники обычно возникают в районах сильных снегопадов, в таких, как обращенные к морю отроги прибрежных горных массивов. Примером могут служить ледники, стекающие в западном направлении с г. Св. Ильи на южном побережье Аляски. Они питаются обильными осадками, которые приносят теплые циклонические массы воздуха, формирующиеся над водами залива Аляски. В Новой Зеландии активные ледники Южных Альп лежат на пути западных ветров, обеспечивающих значительно бо́льшую аккумуляцию снега на западных склонах гор, чем на восточных. К ледникам подобного типа относятся ледники Патагонии в южной части Анд, небольшие ледниковые купола Исландии, горные ледники Норвегии и Швеции, а также Восточной Сибири. Большое количество ледников расположено в высокогорных районах средних и экваториальных широт (как, например, в Перу и Западной Африке), однако 96 % мировых запасов льда сосредоточено в обширных ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии, которые занимают площадь не менее 14 300 000 км², или около 10 % общей площади суши. См. *Снеговая линия*.

Общий объем материкового льда можно оценить лишь приблизительно, однако он составляет не менее 24 млн. км³. В случае таяния этой массы льда уровень океана повысится на 60 м. Флинт в 1957 г. установил, что в ледниковую эпоху объем ледников был, возможно, на 300—400 % больше. См. *Замерзшие воды суши*.

Наступания и отступания ледников. Во многих районах земного шара эволюция ледников охватывает гляциальные и плювиальные эпохи плейстоцена и послеледниковый период. Для того чтобы избежать терминологических трудностей, отчасти связанных с использованием термина «оледенение», который обозначает как процесс распространения ледников, так и область, покрытую льдами, мы будем использовать этот термин главным образом в его первом значении, а под границей оледенения будем понимать наименьшую высоту, на которой может существовать ледник.

Комплексным изучением режима ледников в различных районах земного шара, а также процессов их роста и распада занимаются гляциологи. Кроме того, ледники изучаются в геоморфологии, метеорологии и климатологии, физике (механика и термодинамика льдов), геодезии и картографии, геофизике, лихенометрии, палинологии и экологии растений.

Компоненты. Ледники состоят из трех компонентов: снега, фирна и льда. Основным компонентом является лед с удельным весом 880—900 кг·м⁻³. Он представляет собой множество частично скрепленных друг с другом кристаллов, т. е. является поликристаллическим веществом, и содержит частички воздуха и воды. Удельный вес льда, не содержащего воздух, составляет 917 кг·м⁻³. Ниже летней снеговой линии находится только влажный лед. Выше снеговой линии толщина слоя, в котором присутствуют снег, фирн и фирновый лед, составляет от нескольких метров до нескольких сот метров, причем она больше у холодных ледников. (Фирн представляет собой крупнозернистый уплотненный снег и является переходной стадией между снегом и льдом. Процесс перехода снега в фирн называется фирнообразованием.) Плотности льда и фирна различаются мало, однако между сезонным слоем снега и нижележащим фирном имеется резкая граница. Плотность свежевыпавшего снега примерно равна 100—300 кг·м⁻³, слежавшегося снега — 300—450 кг·м⁻³, фирна — 450—750 кг·м⁻³, фирнового льда 750—880 кг·м⁻³. Фирновый лед следует рассматривать не как отдельную фазу в процессе превращения снега в лед, а, скорее, как некую смесь фирна и влагосодержащего льда. Превращение снега в лед может протекать по-разному. Так, например, в средних широтах важную роль играет замерзание просочившейся талой воды, сжатие и деформация при движении, в то время как в полярных районах лед образуется в основном при уплотнении под действием ветра, механическом сжатии и рекристаллизации.

[1] Затронутые в статье вопросы более подробно излагаются в работах, которые приведены в списке дополнительной литературы. (*Прим. пер.*)

Терминология. Термин «нивальный пояс» обозначает область, покрытую снегом или фирном в течение всего года, т. е. лежащую в пределах зоны аккумуляции.

ния играет важную роль при рассмотрении скорости движения ледников, так как она отражает сезонные изменения притока массы к их поверхности, который представляет собой разность между аккумуляцией и абляцией.

Морфологические типы. По форме ледники очень разнообразны. Различают два основных типа ледников: горные ледники и ледниковые покровы. Горные ледники обычно невелики и включают в себя долинные, обрушивающиеся, цирковые, висячие и т. д. Все эти термины не требуют дополнительных пояснений и большей частью связаны с разнообразным горным рельефом, каким является, например, рельеф



Рис. 1. Вид с самолета 4-мильной по ширине части ледника Хаббарда, типичного долинного ледника, протянувшегося от области питания в горах Св. Ильи Аляски и Юкона до прилива вод побережья; с 1894 г. этот ледник увеличился на несколько километров. (*Фото H. B. Washburn, август 1938 г.*)

Термин «снеговая линия» обозначает высоту над уровнем моря граничных точек нивального пояса. Наиболее устойчивое положение снеговой линии в течение нескольких лет называется средней снеговой линией. Термин «сезонная снеговая линия» обозначает внешний предел области снежного покрова. Высота сезонной снеговой линии постепенно возрастает в течение теплого периода и к концу его достигает высоты снеговой линии. В некоторых районах, таких, как побережье Аляски, где ледники достигают моря, летом сезонная снеговая линия на горных отрогах и пиках зачастую находится намного выше снеговой линии долинных ледников, а в ряде случаев ее положение определить трудно. Если снег не исчез полностью к концу лета, то его нижний предел, который может быть весьма нерегулярным, называется орографической снеговой линией. Ее положение определяется главным образом локальными условиями и топографией. Колебания положения орографической снеговой линии от года к году столь велики, что только длительные наблюдения могут обнаружить постоянный тренд в ее расположении. Зачастую более полезно знать среднее положение орографической снеговой линии, а не ее нижний предел. Такое среднее положение, основанное на многолетних наблюдениях, называется климатической снеговой линией.

Для холодных ледников область чистой аккумуляции и область абляции описываются другими терминами. Граница на поверхности ледника, ниже которой не происходит замерзание талой воды, называется границей питания (теоретическая линия, отделяющая область нарастания льда от области, в которой происходит уменьшение его объема). Зачастую она совпадает со снеговой линией. Положение границы питания

южного побережья Аляски. Долинные ледники (ледяные потоки) являются наиболее общим типом (рис. 1). Нередко они представляют собой гляциальные системы с разнообразными притоками, например, ледники в горах Св. Ильи и хр. Баундари между Аляской и Канадой (рис. 1 и 2). Перечисленные типы горных ледников преобладают в Альпах и южной части Анд, в Новой Зеландии, на Кавказе и в Гималаях. Самый протяженный долинный ледник умеренных широт — ледник Хаббарда на Аляске (рис. 1) — имеет длину около 160 км. Ледник Ваугхан-Левис и ледник Верхний Герберт в районе Джуно (Аляска) — типичные ледопады, движущиеся из высокогорных областей (рис. 2 и 3). Ледниковые покровы встречаются главным образом в форме ледниковых щитов и ледниковых куполов. Они характеризуются значительными размерами и сравнительно ровной свободной поверхностью. Такие ледники типичны для Гренландии и Антарктиды. Зачастую долинные ледники растекаются на значительные расстояния, образуя языки. Имеются также ледники смешанного типа, занимающие промежуточное положение между долинными ледниками и ледниковыми щитами. Они растекаются по широким равнинам, прилегающим к покрытым льдом возвышенностям. Наиболее известным ледником подобного типа является ледник Маласпина в районе Якутата (Аляска), занимающий площадь примерно 3600 км².

Геофизические типы. По температурному режиму ледники делятся на две основные группы (полярные и умеренные) и на две промежуточные группы (субполярные и близкие к умеренным) (рис. 4). Температура полярных ледников весь год ниже точки плавления льда, за исключением тонкого поверхностного слоя, который в течение нескольких недель в году



Рис. 2. Часть ледника Ваугхан-Левис, район Джуно, Аляска. (*Фото M. M. Miller, август 1968 г.*)

На переднем плане видны волновые неоднородности поверхности. Справа вверху — серия морен.



Рис. 3. Вид с самолета на ледник Верхний Герберт, район Джуно, Аляска. (*Фото U. S. Forest Service, октябрь 1962 г.*)

Видна его плоская область аккумуляции на высоте 1500 м над уровнем моря, а также каскады льда, сераккн и волновые неоднородности у основания ледопада.

может прогреваться за счет сезонного потепления атмосферы. Экстремальные полярные условия (рис. 4) существуют в центре Антарктиды в районе Южного полюса. В умеренных ледниках температура всегда равна температуре плавления при данном давлении, за исключением тонкого поверхностного слоя. Подобная ситуация типична для ледников средних широт, таких, как, например, ледники Южной Аляски. Поскольку термины «полярный» и «умеренный» характеризуют термодинамические свойства ледников и при этом имеют сопутствующее географическое значение, следует подчеркнуть, что ледники, по температурному режиму относящиеся к полярному

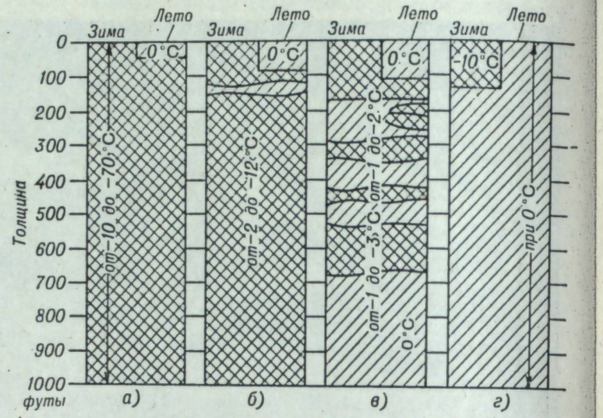


Рис. 4. Классификация ледников по температурному режиму.

а — полярные (максимальная отрицательная температура — от —10 до —70 °С); *б* — субполярные (умеренно отрицательная температура — от —2 до —12 °С); *в* — близкие к умеренным (наименьшая отрицательная температура, перемежающаяся с нулевой,— от —1 до —3 °С, от —1 до —2 °С); *г* — умеренные (изотермические, 0 °С). Произвольные значения температуры и толщины иллюстрируют сезонные изменения. Темные области — температура ниже точки плавления льда; светлые — 0 °С.

типу, могут существовать и в низких широтах, а ледники умеренного типа могут находиться севернее Полярного круга.

Что касается промежуточных групп, то в субполярных ледниках сезонное тепло также проникает на небольшую глубину, но она все-таки значительнее, чем в полярных ледниках. Ледники, близкие к умеренным, характеризуются существенно более глубоким слоем сезонного нагрева. Использованные термины для промежуточных групп ледников представляются полезными, так как субполярные ледники, обладая главным образом свойствами полярных ледников, частично имеют некоторые характеристики умеренных, а ледники, близкие к умеренным, будучи практически умеренными ледниками, отчасти по своим свойствам тяготеют к полярным. Подобное деление имеет большое значение, так как температура существенно влияет на деформационные характеристики потока льда и эволюцию ледников в целом, в том числе, возможно и на кинематические сёрджи, которые будут описаны ниже. В любой гляциальной системе, отличающейся разнообразием орографических и климатических условий, можно обнаружить все геофизические типы ледников. Современные ледниковые щиты, одни части которых по температурному режиму могут быть отнесены к умеренным ледникам, а другие — к полярным ледникам, называются политермическими. Вполне вероятно, что именно такими геофизическими характеристиками обладали плейстоценовые ледниковые щиты в периоды их наступания и отступания. Ледники, которые по своему температурному режиму являются полностью умеренными (0 °С), обычно называются изотермическими.

Термодинамика. Свойственные ледникам термодинамические характеристики более изменчивы, чем могло бы следовать из предыдущей классификации, так как зависят от структурных особенностей ледников и предыстории их развития. Разнообразие этих свойств ледников отчасти демонстрирует таблица термических констант для снега, фирна и льда при 0 °С.

Изучение температурного режима ледников представляет немалые трудности, поскольку необходимо помнить о важной роли, которую играет в умеренных ледниках инфильтрованная талая вода. В то же время для полярных ледников диффузионные константы, приведенные в таблице, вполне достоверно описывают их свойства из-за минимального количества талой воды, локализованной в приповерхностной области.

Термические константы для снега, фирна и льда при 0 °С[1]

Материал	Теплопроводность Вт·°С⁻¹·м⁻¹	Теплоемкость Дж·°С⁻¹·кг⁻¹	Плотность, г·см⁻³	Температуропроводность, см²·с⁻¹	Отношение температуропроводностей данного материала и льда
Новый снег	1,26	2093	0,20	0,0030	0,27
Старый снег	0,25	2093	0,30	0,0040	0,36
Фирн	0,80	2093	0,55	0,0070	0,64
Фирновый лед	1,59	2093	0,75	0,0100	0,91
Лед	2,09	2093	0,92	0,0110	1
Вода при 0 °С	0,59	4187	1,00	0,0014	0,13
Резина	0,21	1675	0,92	0,0014	0,13
Мягкая сталь	46,1	502	7,85	0,12	11
Алюминий	200	879	2,70	0,86	78
Медь	389	377	8,94	1,14	104

[1] Данные о теплопроводности снега и фирна по Us. Army Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, *Review of the Properties of Snow and Ice*, rep. No. 4 1951.

Остальные данные по снегу и льду из M. M. Miller. *Glaciothermal Studies on the Taku Glacier, South Eastern Alaska*, Tome 4, Publ. No. 39 de l'Association Internationale d'Hidrologie, Union Internationale de Geophysique et Geologie, Assemblée generale de Rome, 1954.

Случайный характер термической диссипации, связанный с наличием движущейся воды и разнообразными физическими неоднородностями, не позволяет получить хорошее количественное совпадение эмпирических данных с результатами расчета температуры, полученными на основе предположения об объемной диффузии. Рассчитанные значения близки к данным наблюдений только для полярных ледников либо для тех частей умеренных ледников, где в течение зимы не появляется жидкая вода, которая могла бы изменить температуропроводность льда. Детальный математический анализ процесса переноса тепла в ледниках здесь не приводится, за исключением описания основных термодинамических характеристик, необходимых для понимания и оценки данных полевых наблюдений.

Внутренние температурные изменения снега и фирна можно представить как происходящие в полубесконечном однородном изотропном теле (хотя конкретные кристаллы структурно анизотропны) за счет гармонических колебаний внешней температуры. Основными физическими параметрами, определяющими распространение синусоидальной тепловой волны, являются: теплопроводность вещества k, его теплоемкость c и плотность ρ. При этом можно показать, что процесс переноса тепла зависит от температуропроводности K, являющейся комбинацией упомянутых трех величин: $K=k/(\rho c)$. Заметим, что для данной среды теплоемкость принимается постоянной, а теплопроводность и плотность являются переменными величинами, зависящими от возраста вещества и сопутствующих генетических факторов. Таким образом, функцией этих факторов оказывается и температуропроводность.

Отношение температуропроводностей плотного фирна и льда не столь велико, чтобы перенос тепла и температуры в фирне существенно изменялся при наличии некоторого количества ледяных слоев. С другой стороны, теплопередающие свойства ледника, свободная поверхность которого покрыта снегом, заметно отличаются от аналогичных свойств ледника, состоящего исключительно из твердого льда. Основные соотношения приведены в таблице. Исключительная чувствительность потока льда к изменениям внутренней температуры (см. раздел «Структура и динамика») определяет важность приведенных констант в описании мелкомасштабных и долгопериодных климатических изменений.

Режим. От режима ледника (баланса его массы) зависит рост или распад ледника. При этом определяющими факторами гляциальной системы в целом являются аккумуляция и абляция. На умеренных ледниках критическую зону очерчивает сезонная снеговая линия, которая к концу сезона таяния отделяет нивальный пояс (область аккумуляции) от области диссипации (абляции). Как уже отмечалось, это эквивалентно наименьшей высоте над уровнем моря, где к концу лета сохраняется выпавший зимой снег. На полярных ледниках область аккумуляции очерчена границей питания.

Высота снеговой линии или границы питания существенно меняется в зависимости от конкретной климатической ситуации и локальных условий. Так, например, для ледников района Джуно на юго-востоке Аляски эта граница за 20-летний период перемещалась в интервале высот от 750 до 1100 м (рис. 5). В высокоширотных полярных районах граница питания находится на уровне моря либо приближается к нему. На горных ледниках положение снеговой линии выше своего среднего уровня указывает на тенденцию к отрицательному балансу массы (потери льда превышают его рост), в то время как ее более низкое положение связывается с ростом зоны аккумуляции и, следовательно, с положительным балансом массы. Ситуации такого рода можно иллюстрировать трендом аккумуляции на рис. 5, а также балансовыми кривыми, воспроизведенными на рис. 6. Бюджетная кривая на рис. 6 описывает разность между аккумуляцией и абляцией на единицу

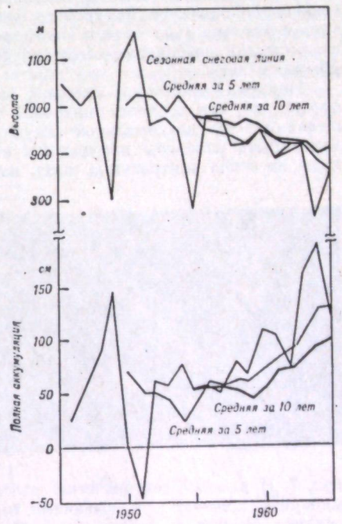


Рис. 5. Сравнение эволюции снеговых линий и полной аккумуляции на леднике Таку, Аляска, в течение 1946—1965 гг. (*Juneau Icefield Research Program*)

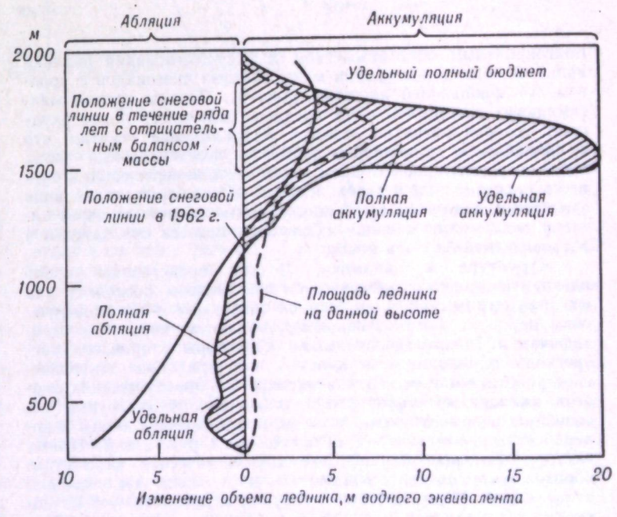


Рис. 6. Баланс массы ледника Нигардсбреен, Норвегия, в 1961-62 балансовом году. (*По G. Ostrem, Nigardsbreen Hydrologi, 1962, Norsk. Geog. Tidskr., vol. 18, pp. 156—202, 1963*)

Ледник обычно имеет отрицательный баланс, однако в этом году приход превысил расход примерно на 95 млн. м³ водного эквивалента.

площади на каждом уровне. Для того чтобы получить общий бюджет (баланс массы), эта кривая должна быть проинтегрирована на площади ледника. На горных ледниках отношение площади аккумуляции к площади абляции составляет примерно 4 : 1, в то время как для Гренландского ледникового щита оно превышает 100 : 1, а в Антарктиде это отношение порядка 1000 : 1. В нивальном поясе интенсивность аккумуляции растет с высотой до уровня максимальных снегопадов. Следует отметить, что этот уровень, как правило, приходится не на максимальные высоты, поскольку наиболее сильные снегопады наблюдаются на уровне примерно 0 °С. Таким образом, в горных районах или на больших ледниковых щитах с заметными перепадами высот на бо́льших высотах осадков обычно меньше.

Подъем и опускание снеговой линии в течение ряда лет происходят, как правило, синхронно с вертикальными перемещениями зоны максимальной аккумуляции. Эти перемещения могут быть измерены посредством эхозондирования, бурения льда, изучения контрольных шахт, наблюдения за трещинами.

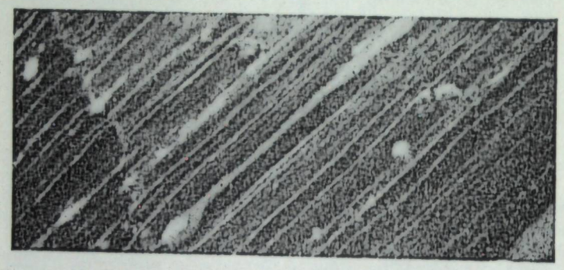


Рис. 7. Придонное тектоническое расслоение (прерывистые ламинарные полосы) с включениями горных пород на подошве ледника Молтке к западу от Туле, относящегося к полярному типу. (*Фото M. M. Miller*)

Благоприятным обстоятельством для существования ледника является совпадение уровня максимальных снегопадов с уровнем его наибольшей площади (рис. 6). Подъем уровня максимальных снегопадов выше среднего нивального пояса ухудшает условия развития ледника. В заключение отметим, что в полярных и субполярных ледниках положительный вклад в баланс массы вносит летняя талая вода, замерзающая в процессе просачивания в глубь ледника. И наоборот, талая вода умеренных ледников, вытекающая почти полностью через систему ледниковых каналов и трещин, является отрицательной составляющей баланса массы.

Структура и динамика. Ледник представляет собой идеальную полевую лабораторию для геолога, поскольку ряд его структурных форм аналогичен осадочным и метаморфическим породам. Такими, например, являются: первичная стратификация (подстилающие слои) структуры вторичного растрескивания, прерывистое краевое либо придонное тектоническое расслоение (рис. 7), поверхности абляции, смещения пластов, складчатые структуры, а также различные группы изменных седиментационных слоев, волнообразных полос и поверхностных выпуклостей, показанных на рис. 2 и 3. Имеют место также приповерхностные диагенетические структуры, образованные просачивающейся вниз и вновь замерзающей талой водой. Пересекающиеся структуры представлены на поверхности ледников хребтами и впадинами. Широко распространены трещины, образованные растягивающими и касательными напряжениями, глубокие ямы — следствие воздействия воды на вмерзшие в лед камни, впадины, образующиеся в результате вытаивания органических фракций или горных пород, заструги и т. д. Все описанные выше структуры являются следствием совокупности процессов, определяющих режим свободной поверхности и динамику ледниковой толщи.

Деформация ледников складывается из «внешних» и «внутренних» движений. «Внутреннее» движение определяется ползучестью пластичной среды, в то время как движения разрывного типа на поверхности ледника, у основания и вблизи краев относят к типу «внешних» движений. Как правило, деформация потока, а следовательно, и скорость движения больше в верхней части ледника, чем у его основания (рис. 8). В активных ледниках или ледниках, обладающих положительным балансом массы, основной перенос льда происходит за счет донного скольжения. Такие ледники характеризуются нелинейным вертикальным профилем скорости. В плановой проекции максимальное движение происходит в обширной центральной области ледника. Следует отметить, что донные слои скользящих ледников зачастую содержат включения горных пород, являющиеся центром эрозии. У ледников с равновесным или отрицательным балансом массы основное движение происходит за счет «внутреннего» растекания льда. При таком движении профили скорости имеют сглаженную параболическую форму. Заметим, что в леднике могут существовать все виды течений от неразрывного ламинарного потока до разрывных глыбовых движений льда, причем вклад каждого из них зависит от режима нивального пояса в течение последних месяцев, температурных характеристик льда и формы подстилающей поверхности.

В результате проводимых в течение 50-х годов лабораторных и полевых экспериментов Перутца, Глена, Миллера, Ная, Штейнемана и др. зародились новые идеи, связавшие реологические и математические модели движения ледников

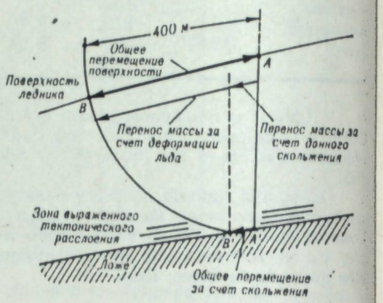


Рис. 8. Возможное распределение скорости при заданном рельефе свободной поверхности, а также доля переноса массы, осуществляемого за счет деформации льда и донного скольжения (последнее характерно для глыбового движения ледников с положительным балансом массы).

с наблюдаемыми в природе явлениями. Полевые исследования основывались главным образом на измерениях деформации ледниковых скважин и металлических трубок, забуренных в ледник перпендикулярно его поверхности. В результате этих работ проблема изучения природы внутренней деформации ледников стала формулироваться как задача физики твердого тела и теории пластичности. При этом деформация в единицу времени (скорость деформации) связывается с касательным напряжением простым степенным соотношением

$$\frac{d\gamma}{dt} = k\tau^n. \qquad (1)$$

Здесь γ — деформация, τ — касательное напряжение в барах, k — константа при данной температуре и n — эмпирическая константа, зависящая от физических свойств льда. Кроме того, величина n в определенной степени зависит от напряжения; последнее относится, однако, к придонному сильно напряженному льду.

Обнаружено, что для условий умеренных долинных ледников коэффициент n близок к трем. В законе течения льда величина n характеризует наклон двойной логарифмической кривой, построенной по соотношению (1). Константа k определится из формулы (1) при напряжении τ, равном одному бару. Поскольку логарифм единицы равен нулю, величина k соответствует ординате точки, где абсцисса графика — логарифма скорости деформации как функции логарифма напряжения — равна нулю.

Величина $d\gamma/dt$, или $\dot{\gamma}$ (деформация за год), обычно измеряется в радианах угловой деформации за год, так как это численно эквивалентно тангенсу угла наклона слабо деформированных реек, с помощью которых измеряются вертикальных измерений приведены на рис. 9.

Необходимо отметить, что степенной закон, используемый с универсальной константой n, представляет собой среднее для ряда слабо отличающихся друг от друга умеренных ледников и может дать не более чем удовлетворительную аппроксимацию истинного распределения по глубине скорости деформации. Тем не менее, используя степенной закон, по крайней мере для ледников простой конфигурации, можно построить разумные распределения скорости движения льда, а в сочетании с данными о скорости на свободной поверхности, полученными периодическими реечными наблюдениями, и данными о толщине ледника, определяемыми геофизическими методами, можно оценить вклад донного скольжения в общее движение ледника (см. рис. 8).

Касательное напряжение в дин·см$^{-2}$ на некотором расстоянии от свободной поверхности ледника рассчитывается по соотношению

$$\tau = D\rho g \sin\alpha, \qquad (2)$$

где D — глубина, см, ρ — плотность вышележащего льда, г·см$^{-3}$, α — наклон свободной поверхности и g — ускорение свободного падения (980 см·с$^{-2}$).

Эмпирические данные о параметрах закона течения льда вместе с определенными для конкретного случая параметрами n и k дают возможность экстраполировать профиль скорости вплоть до основания ледника. Это позволяет рассчитать составляющие полного переноса массы в леднике по разности между квазипластической составляющей скорости растекания u_D на глубине D и скоростью u_0 на свободной поверхности

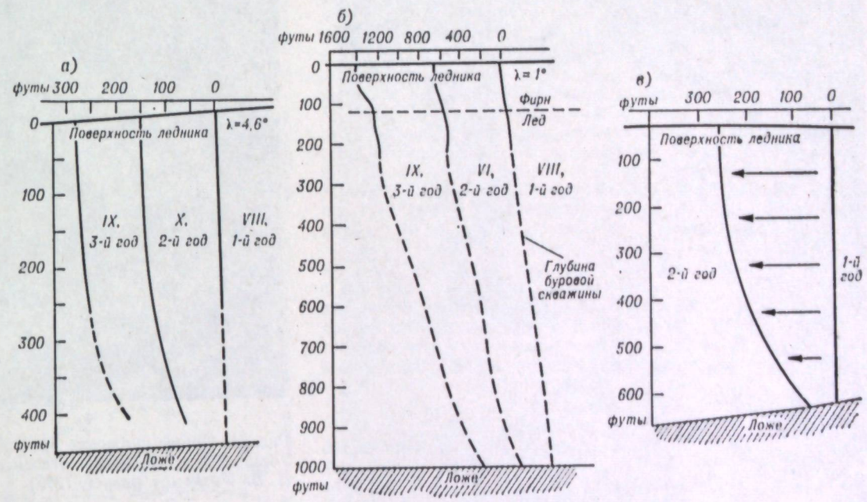


Рис. 9. Вертикальные профили скорости, основанные на полевых измерениях и демонстрирующие годовую эволюцию некоторых ледников.

а — ледник Алетер, Швейцария (по *M. Perutz*); *б* — ледник Таку, Аляска (по *M. Miller*); *в* — ледник Саскачеван, Канада (по *M. Meier*); значения, полученные экстраполяцией эмпирического закона течения, основанного на соотношениях ползучести в буровой скважине, показаны штриховой линией

ледника. Формула, предложенная Наем, содержит комбинацию эмпирических констант n и k и напряжения τ на фиксированной глубине D:

$$u_0 - u_D = \frac{k}{n+1} D\tau^n. \qquad (3)$$

Таким образом определяется приближенное значение скорости донного скольжения. Некий гипотетический случай распределения скоростей приведен на рис. 8. Фактическая протяженность области донного таяния зависит не только от наклона свободной поверхности, но и от наклона и шероховатости ложа, ширины и толщины ледника, а также от ряда сопутствующих факторов. В различных частях ледника указанные обстоятельства влияют на распределение напряжений неодинаково и в конечном счете меняют в данной точке закон течения льда, который отражает влияние как температуры, так и напряжений. Нужно иметь в виду, что приведенный анализ несколько упрощает ситуацию, существующую в природе, поскольку на самом деле лед не является однородной пластичной массой, а, скорее, должен рассматриваться как некоторая квазипластичная среда, свойства которой в напряженном состоянии изучены пока недостаточно.

По мере возрастания напряжений и при наличии донного скольжения в краевой зоне ледников происходит расслоение льда. Это подтверждают графики поверхностной скорости и уже упомянутые результаты полевых измерений вертикальных профилей скорости (рис. 9). Ламинарное расслоение, наблюдаемое на краях и у ложа ледников в форме ленточных структур (см. рис. 8), указывает на то, что скольжение свойственно придонному льду, находящемуся под воздействием значительных срезывающих усилий и несущему обломки горных пород и другие включения, которые в свою очередь являются главным «инструментом» эрозионной деятельности ледников.

Эрозия и транспортировка. Подобно рекам, ледники имеют ярко выраженные районы эрозии и транспортировки. Так, например, падающие со скал или скатывающиеся по склону камни вовлекаются в потоки высокогорных ледников и переносятся ими вниз, в долины. При взаимодействии с ложем эти транспортируемые льдом обломки горных пород производят эрозионное воздействие на подстилающую поверхность (см. рис. 7). Крупные и острые каменные обломки изрезывают ложе и образуют выемки и борозды (рис. 10), в то время как мелкие включения являются как бы абразивом — выравнивают ложе и шлифуют его. Поэтому наличие в приледниковой области некоторых хаотических структур, выемок, царапин, расположенных полукругом от возможного центра растекания, не только является доказательством существования оледенения в прошлом, но и дает возможность определить направление движения древнего ледника. Имеются и другие геоморфологические характеристики, указывающие на важную роль донного скольжения ледников в их эрозионной деятельности. Это, например, глубоко вспаханные U-образные долины, воспроизводящие параболическую форму потока активных ледников, а также огромное количество глинистых частиц, вынесенных ледниковыми реками. Ни один из описанных признаков не мог появиться без «абразивной» деятельности скользящего по ложу ледника, в подошву которого включены обломки горных пород.

Важной составной частью эрозионного процесса является также экзарация. Она заключается в проникновении льда или каменных клиньев в приледниковые ниши и расщелины, а также в трещины подстилающей поверхности. По мере движения ледник отрывает куски породы и увлекает их за собой уже в качестве абразивных элементов, участвующих в дальнейшем размыве. Так называемые «бараньи лбы» на ложе ледников образованы в результате именно такого процесса. Ледниковые выемки и ориентированные полукругом следы эрозии на вершине «бараньего лба» показаны на рис. 10. Последовательность таких выпуклостей образует ступенчатый продольный профиль долинного участка ложа, изгибы которого зачастую совпадают с устойчивыми литологическими структурами.

Пульсирующие ледники и кинематические волны. Исследования показывают, что ледниковые сёрджи, или, другими словами, явления, связанные с внезапными, катастрофически быстрыми изменениями уровня свободной поверхности ледников, весьма распространены в ряде районов. Они характеризуются заметным и, по-видимому, аномальным возрастанием скорости ледяного потока и, как правило, быстрым переносом массы из нивального пояса, сопровождаемым сильным растрескиванием и выклиниванием льда. В связи с этими потерями объема уровень свободной поверхности ледника в его верхней части может упасть или во всяком случае заметно понизиться, в то время как в нижней долинной ледниковой области наблюдается существенное утолщение. Можно предположить, что подобные сёрджи по своей природе являются кинематическими волнами, которые распространяются в леднике с существенно большей скоростью, нежели скорость обычного переноса

массы. Заметим, что в пульсирующих ледниках очень часто наблюдаются повышенная трещиноватость и геометрическая неупорядоченность структуры срединных морен (рис. 11). В качестве примера можно привести ледники Дасти, Лоуел, Уолш и Стил на территории Юкон, где в 1965—1969 гг. зарегистрированы характерные для сёрджей скорости, достигающие 1,8 м·сут$^{-1}$.

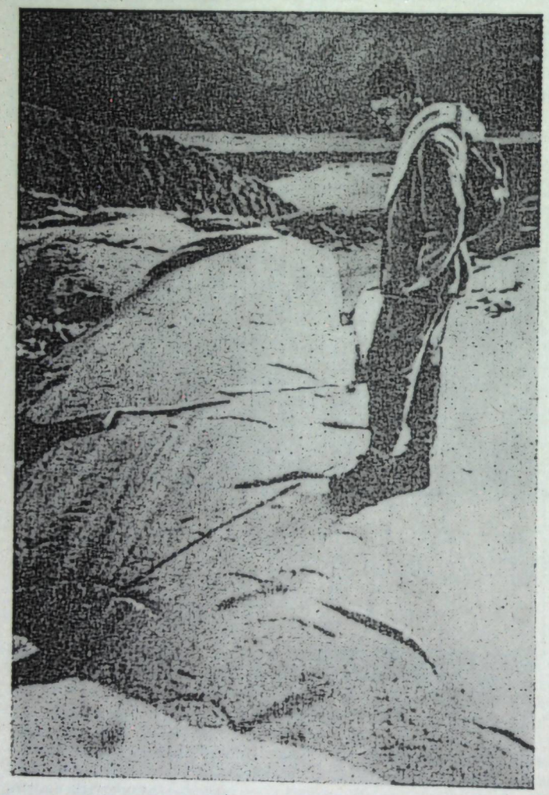


Рис. 10. Гранитная поверхность, недавно освободившаяся ото льда в одном из горных районов Аляски. (*Foundation for Glacier and Environmental Research*)

Видны абразивные структуры, образовавшиеся вследствие скольжения ледника по ложу, а также полукруглые выемки (направленные к вершине ледника), борозды в форме полумесяца (ориентированные по течению ледника), желоба (вытянутые длинные борозды) и многочисленные штрихи. Движение ледника осуществлялось в направлении виднеющейся вдали долины.

Впервые пульсирующие ледники наблюдались Тарром и Мартином на Аляске в 1910—1913 гг., позднее в 1965—1968 гг. в тех же районах отмечались интенсивные сёрджи. Они наблюдались также на ледниках Блэк-Рэпидс (Аляска) и Бруарийокул (Исландия), на леднике Медвежий (Памир, СССР), на леднике Малдроу (гора Мак-Кинли, Аляска), на ледниках Шпицбергена и даже в Каракоруме и Гималаях.

Природа сёрджей как физического явления до конца еще не понята, однако проводятся многочисленные исследования, и по крайней мере можно утверждать, что она связана с некоторой динамической неустойчивостью, которая затухает за время от 1 до 5 лет, после чего нижележащие участки ледника, подвергшиеся воздействию сёрджевых потоков, начинают стабилизироваться. Сёрджи нельзя путать с нормальными волновыми неоднородностями, возникающими при движении ледников, поскольку последние связаны с межгодовой изменчивостью аккумуляции и постепенными изменениями климата. Единственным возможным источником сёрджей может быть существенное и быстрое изменение напряженного состояния ледника за счет его утолщения на верхних участках нивального пояса, приводящее в конечном счете к кинематической волне.

Разумеется, такое утолщение ледника должно быть связано с аномальным увеличением количества выпавшего снега, что зачастую воспринимается как внезапное изменение климата. В отдельных случаях неожиданность таких изменений усиливается значительным горизонтальным или вертикальным трендом зоны максимальных снегопадов относительно нивального пояса. Однако предполагаются и другие механизмы зарождения сёрджа. Первый из них — повышение температуры льда. По-видимому, именно это явилось причиной катастрофической подвижки ледника Брасвалсврин на Шпицбергене в конце 40-х гг. (расстояние в 8 км он преодолел менее чем за 5 месяцев). Возможно, это был не сёрдж в полном смысле слова, а скорее отклик ледника на повышение температуры, поскольку, как известно, средняя зимняя температура северо-восточных районов Арктики в течение 20—60-х годов увеличилась на 11 °С.



Рис. 11. Общее снижение уровня льда пульсирующего ледника Уолш (Юкон, Канада) относительно склонов долины. (*Фото H. B. Washburn, август, 1966*)

Отметим сильную трещиноватость ледника. Скорость его движения составляет десятки метров в сутки.

Причиной сёрджей могут быть и землетрясения. Так, например, во время землетрясения 1964 г. на Аляске отмечены сильные подвижки ледников. Вследствие подземного толчка может произойти и нарушение структуры ледника, что придаст последующим событиям характер внезапной подвижки. (Последние рассуждения, по-видимому, справедливы, если эпицентр землетрясения находится вблизи ледника). Причиной сёрджа могут быть и следующие процессы: увеличение интенсивности и площади донного таяния, а также возрастание геотермального потока тепла. Появляющаяся при этом водяная пленка выполняет функцию смазки и усиливает процесс скольжения. В большинстве случаев сёрджи являются следствием совместного воздействия одного или нескольких описанных выше факторов. Однако гляциологи должны быть осторожны в своих оценках, так как многие ледники начинают подвижки и даже имеют вторичные кинематические признаки, такие, как сильные изгибы поверхности и повышенная трещиноватость, без каких-либо следов обрушения на них лавинных материалов. В заключение отметим, что существует интересная корреляционная статистика, указывающая на то, что самые эффектные пульсирующие ледники зарегистрированы в районах наибольшей тектонической активности.

Замечено, что максимальную эрозию подстилающей поверхности производят ледники с положительным балансом массы, причем наибольшее воздействие на ложе оказывают активно движущиеся ледники, обладающие глыбовым типом скольжения. Это является дополнительным аргументом в пользу концепции, заключающейся в том, что ледниковая эрозия суть следствие гляциоклиматических колебаний, т. е. последовательности событий роста и распада ледников, увеличения и уменьшения их размеров, наступания и отступания.

Анализ уравнений движения массы льда показывает, что в ледниках и ледниковых щитах с малым наклоном свободной поверхности (порядка 1—3°) касательные напряжения столь незначительны, что в качестве причин интенсивного донного скольжения ледников и их спорадических сёрджей должны рассматриваться чисто гравитационные усилия. Гидростатическое давление в ледниках в основном балансируется вязким напряжением, поэтому наиболее существенное добавочное усилие должно быть связано с продольной нагрузкой, приложенной к квазипластичному льду, предел текучести которого уже превышен. Подобные добавочные нагрузки могут быть результатом разнообразных факторов. Их воздействию (в результате которого могла возрасти температура льда) можно приписать удивительную эволюцию ледников Аляски (группа IV, рис. 12).

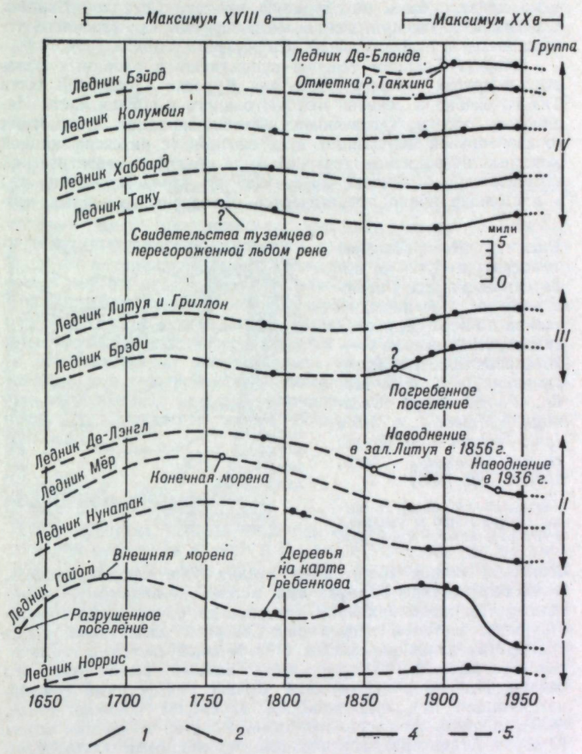


Рис. 12. Два этапа развития ледников Аляски типа малого ледникового периода.

Видно, что в один и тот же момент времени наступание одного ледника сопровождается существенным отступанием другого. Подобные колебания в противофазе являются следствием различий в размерах ледников, их географического расположения, наклона и ориентации нивального пояса, а также различий в характере потока льда за счет размеров и конфигурации выводных долинных ледников.
1 — наступание ледника; *2* — отступание ледника; *3* — тренд по данным наблюдений; *4* — экстраполяция тренда по совокупности данных.

В результате постоянных колебаний горных и выводных ледников происходит интенсивный перенос различных отложений. Вследствие этого непрерывного процесса ледник вырабатывает широкие долины высоко в горах и U-образные выводные долины, форма которых одинакова и в Альпах, и в Каскадных, и в Скалистых горах. Ледниковые потоки и морены — живые свидетельства огромной эрозионной работы ледников, их «транспортных» возможностей. Расположение конечных морен также свидетельствует о постоянной активности ледников, колебания которых, по-видимому, были связаны с циклическими изменениями аккумуляции и абляции в нивальных поясах много лет тому назад.

Недавние и современные колебания ледников. Около 10 000 лет тому назад сразу же после поздне-висконсинского максимума оледенения ледниковый период вступил в свою последнюю фазу, результатом чего явилось почти полное исчезновение ледников в средних и тропических широтах земного шара. С этим периодом совпал максимум температуры приходящийся на 5-е тысячелетие до н. э. Начиная с последнего тысячелетия до нашей эры, ледники появляются вновь, что связано с восстановлением более суровых климатических условий, преобладающих и в настоящее время. Тем не менее и на фоне относительно холодного климата начала нашей эры продолжали происходить колебания температуры. Имеются свидетельства о том, что в течение V и VII вв. северные моря (вплоть до Северного полюса) были менее ледовиты нежели в настоящее время, так же как и окраинные моря в течение X в. Записи норвежских поселенцев в Гренландии указывают, что климат оставался довольно мягким вплоть до XIV в. Затем около 500 лет тому назад на Земле началось новое распространение ледников и увеличение объемов полярных ледниковых щитов, называемое малым ледниковым периодом.

Изменения типа малого ледникового периода впоследствии повторились, когда начался рост умеренных ледников, достигший максимума к середине XVIII в. и вновь — на рубеже XIX и XX вв. Пример эволюции ледников типа малого ледникового периода на Аляске показан на рис. 12. Он свидетельствует о том, что в один и тот же момент времени режимы даже близлежащих ледников могут быть совершенно противоположными, т. е. наступание одного ледника зачастую происходит одновременно с отступанием другого. Более поздний рост некоторых высокогорных ледников продолжался в XX в., несмотря на общее отступание ледниковых покровов равнинных районов Аляски. Эволюция ледников Скандинавии и Патагонии совершенно аналогична рассмотренному примеру колебаний типа малого ледникового периода. Кроме того, показано, что эти ледники имеют морены, одинаково расположенные за последние 200 лет. Это говорит о глобальном характере причин, определяющих колебания ледников, и о высокой чувствительности последних в качестве индикаторов межвековых изменений климата.

В отличие от умеренных ледников ледниковый щит Антарктиды совершенно устойчив. Это еще раз свидетельствует о том, что существенные изменения объема ледников умеренных широт, в том числе и ледников субарктических и субантарктических районов, а также значительные изменения их температурного режима являются важными показателями в определении климатических колебаний голоцена.

Мейнард М. Миллер

Лит.: J. Andrews, *Glacial Systems*, 1975; L. A. Bayrock, *Catastrophic Advance of the Steele Glacier, Yukon, Canada*, Boreal Inst. Univ. Alberta Occasional Publ. no. 3, 1967; J. A. Gerrard, M. F. Perutz, and A. Roch, Measurement of the velocity distribution along a vertical line through a glacier, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 213: 546—558, 1952; J. W. Glen. The creep of polycrystalline ice, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 228: 519—538, 1955; A. E. Harrison, Ice surges on the Muldrow Glacier, Alaska, *J. Glaciol.* 5(39): 365—368, 1964; *J. Glaciol.*, 1947 onward; B. Kamb, Glacier geophysics, *Science*, vol. 146, no. 3642, Oct. 16, 1964; M. M. Miller, Alaska's mighty rivers of ice, *Nat. Geogr. Mag.*, 131(2): 194—217, February, 1967; M. M. Miller, Phenomena associated with the deformation of a glacier borehole, *Trans. Int. Union Geod. Geophys.*, vol. 4, 1958; M. M. Miller, 1965—1968 Studies of surge activity and moraine patterns on the Dusty Glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, *Proc. 19th Alaska Sci. Conf.*, American Association for the Advancement of Science, 1968; J. F. Nye, The flow law of ice from measurement in glacier tunnels: Laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 219: 477—489, 1953; P. W. S. Patterson, *The Physics of Glaciers*, 1970.

Доп. лит.: Вербицкий М. Я., Квасов Д. Д. Причины оледенения Антарктиды.— Антарктика, 1980, вып. 19; Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Пульсирующие ледники.— Л., 1982; Калесник С. В. Очерки гляциологии.— М., 1963; Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л., 1968; Котляков В. М. Механизм колебаний ледников.— Вестник АН СССР, 1977, № 7; Котляков В. М. Проблемы современной гляциологии.— Природа, 1979, № 9; Котляков В. М. Будущее природной среды и глобальные проблемы гляциологии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1980, № 1; Лосев К. С. Антарктический ледниковый покров.— М., 1982; Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата.— Л., 1979; Шумский П. А. Динамическая гляциология.— М., 1969.

Гольфстрим

Сильное океанское течение, переносящее около 70 млн. т теплой воды в секунду (что в 1000 раз превышает сток р. Миссисипи) на север от широты п-ова Флорида до Большой Ньюфаундлендской банки. До научных океанографических исследований полагали, что Гольфстрим возникает в Мексиканском заливе (это отражено в самом названии течения); однако в настоящее время воды Гольфстрима отчетливо прослежи-

ваются намного дальше вверх по потоку через Мексиканский залив и Карибское море вплоть до Северного и Южного Пассатных течений (рис. 1). На самом деле, по-видимому, гораздо правильнее считать Гольфстрим частью гигантской горизонтальной циркуляционной системы океана, в которой каждая частица воды описывает замкнутую траекторию, медленно перемещаясь в открытой части океана и быстро — в сильных течениях, подобных Гольфстриму. Поэтому понятие начала и конца Гольфстрима означает не более чем просто произвольные географические границы.

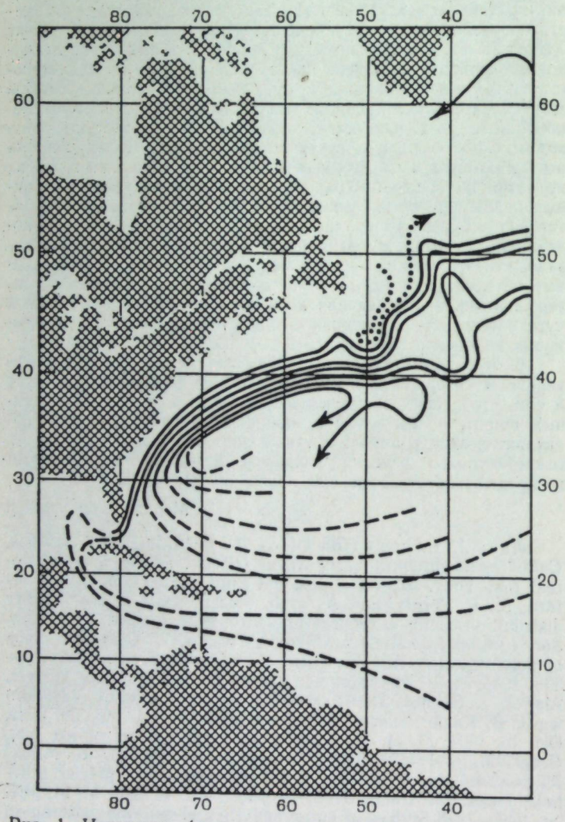


Рис. 1. Источники (штриховые линии) и течения (сплошные линии) системы Гольфстрим. (*Заимствовано из C. O'D. Iselin, Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Oceanogr. Inst., 4(4): 1—99, 1936*)

Описание. Глубина Гольфстрима достигает 610 м, ширина — 40—80 км, а скорость — 2 м·с$^{-1}$. Гольфстрим не занимает фиксированного положения, а меандрирует подобно рекам. Длина меандров обычно составляет 200—400 км; они перемещаются вниз по потоку со скоростью около 0,1 м·с$^{-1}$. Такие крупномасштабные меандры впервые появляются после отхода Гольфстрима от берега у м. Хаттерас, а затем их амплитуда растет до тех пор, пока поток не становится чрезвычайно беспорядочным и сложным на долготе Большой Ньюфаундлендской банки. Восточнее характер движения изучен не очень хорошо. Здесь отмечаются как мелкомасштабные возмущения, обнаруженные с помощью аэросъемки, так и крупномасштабные долгопериодные возмущения и обусловленные сезонной изменчивостью ветров флуктуации, выявляемые при анализе показаний мареографов.

В тропических и субтропических районах Атлантики верхний слой воды теплый (10—27 °С), в то время как глубинная вода имеет температуру 2,3 °С (рис. 2). Эти два слоя разделяются переходным слоем с довольно резким перепадом температур — так называемым главным термоклином. См. *Термоклин.*

От побережья США приблизительно вдоль линии, соединяющей м. Хаттерас и Фарерские острова, главный термоклин выходит на поверхность океана и севернее этой линии вода даже на поверхности холодная. Гольфстрим несет свои теплые воды к югу от этой границы, причем действующая на него сила Кориолиса, направленная вправо от скорости течения, балансируется направленным на север градиентом давления. В этом смысле Гольфстрим действует как «динамическая плотина», препятствующая дальнейшему проникновению на север теплых поверхностных вод. Поэтому на самом деле, возможно, следует считать, что увеличение расхода Гольфстрима привело бы к похолоданию климата Северной Европы, а не вызвало бы противоположный эффект, как это часто утверждается в неспециальной литературе.

Теория. Сильные течения существуют в западных областях и других океанах, такие, как Куросио в северной части Тихого океана и Течение мыса Игольного в южной части Индийского океана. Отмеченная восточно-западная асимметрия горизонтальной циркуляции всех океанов (с интенсификацией западных пограничных течений) была объектом теоретических исследований в течение 1948—1958 гг. Представляется, что в настоящее время теоретическое объяснение основных особенностей общей циркуляции океана уже сформировалось. В частном случае Гольфстрима можно, по-видимому, утверждать, что около половины его расхода обусловлено господствующей системой ветров над Северной Атлантикой, тогда как другая половина связана с глобальной системой термических течений и поверхностными водами всего Мирового океана. Именно с термической частью Гольфстрима связано находящееся под ним холодное глубинное противотечение, большая часть которого пересекает экватор и, пройдя затем Южную Атлантику, смешивается с холодными глубинными водами Индийского и Тихого океанов. См. *Атлантический океан, Карибское море, Мексиканский залив, Океанские течения.*

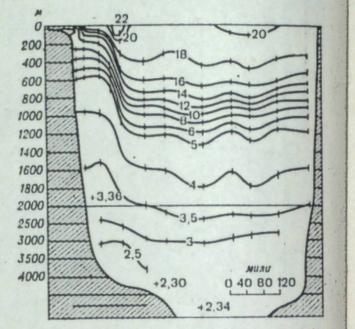


Рис. 2. Распределение температуры (°С) на поперечном разрезе Гольфстрима от Чесапикского залива до Бермудских островов, выполненном 17—23 апреля 1932 г. (*Заимствовано из C. O'D. Iselin, Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Oceanogr. Inst., 4(4): 1—99, 1936*)

Вертикальный масштаб выше глубины 2000 м увеличен в 370 раз, ниже — в 148 раз.

Генри Стоммел

Лит.: T. F. Gaskell, *The Gulf Stream*, 1974; H. Stommel, *The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description*, 2d ed., 1965 (reprint, 1977).

Град

Ледяные шарики, образующиеся в основном при грозах и состоящие обычно из чередующихся слоев снега и плотного льда; следует отличать от прочих видов льда (ледяная крупа) и снега (мягкий град, или снежные шарики). Маленькие градины имеют мягкую сердцевину и единственный наружный слой плотного льда. Градины обычно имеют сферическую или неправильную (часто коническую) форму. Типичный диаметр градины составляет 1 см, но изредка встречаются и градины диаметром более 10 см. Такие твердые осадки нехарактерны для тропиков. Град представляет собой серьезную опасность для посевов, а иногда и для строений, особенно для окон. Зона выпадения града сильно варьирует по площади; типичные ее длина и ширина составляют соответственно 30—40 и 1—2 км. Образованию реального града способствуют следующие условия: 1) теплый влажный воздух в нижнем слое атмосферы; 2) грозы с сильно развитой по вертикали турбулентностью, иногда распространяющейся до высоты 15 км и более; 3) высота нулевой изотермы (т. е. уровня, где температура воздуха составляет 0 °С) 3—4 км. Градины увеличиваются в размерах путем попеременного обзернения и намерзания жидкой воды, образующей плотный лед. См. *Гроза, Осадки, Снег, Физика облаков.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: R. List, New developments in hail research, *Science*, 132(3434): 1091—1098, 1960.

Градиентный ветер

Идеализированное движение воздуха при условии, что сумма горизонтальных компонент силы Кориолиса и силы барического градиента, действующих на частицу воздуха единичной массы, равна центростремительной силе, направленной перпендикулярно направлению ветра. При этом предполагается, что силы трения отсутствуют. Градиентный ветер совпадает по направлению с геострофическим ветром. Скорость градиентного ветра определяется по формуле

$$V_{\text{град}} = \frac{V_g}{\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{V_g}{2R\Omega \sin \varphi}}},$$

где V_g — скорость геострофического ветра; Ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта; R — радиус кривизны траектории движения, считающийся положительным, если траектория имеет циклоническую кривизну (центр расположен в области относительно низкого давления) и отрицательным в случае антициклонического движения. Скорость градиентного ветра меньше скорости геострофического ветра, если траектория движения имеет циклоническую кривизну, и превышает эту скорость в случае антициклонической кривизны траектории. Градиентный ветер является хорошим приближением к действительному ветру, причем во многих случаях более точным, чем геострофический ветер, особенно для течений, характеризующихся большой циклонической кривизной. См. *Ветер, Геострофический ветер; Ускорение и сила Кориолиса; Шторм.*

Фредерик Сандерс

Градусо-день

Характеристика, используемая при оценке потребности в энергии для отопления зданий и в меньшей степени для их охлаждения. Градусо-день применяется ко всем видам топлива, а также к центральному и электрическому отоплению. Впервые он был предложен при исследовании затрат топлива в системах газового обогрева частных домов. Эти исследования показали, что существует прямолинейная зависимость между количеством потребляемого газа и разностью между условно принятой за начало отсчета температурой 18,3 °С и средней суточной температурой наружного воздуха.

Для вычисления градусо-дней используют оценку средней суточной температуры как средней арифметической из средних значений максимальной и минимальной температуры наружного воздуха. Было показано, что этот способ является достаточно точным для данной задачи и требует меньше времени, чем осреднение 24 ежечасных наблюдений. Полученная таким образом средняя суточная температура вычитается из 18,3 °С и результат табулируется. Рассчитанные средние месячные и сезонные суммы градусо-дней имеются в местных бюро погоды. Они получены по данным тридцатилетнего периода с 1931 по 1960 г.

Принятая за начало отсчета температура 18,3 °С была установлена путем наблюдений за наружной температурой, при которой ранней осенью большинство домовладельцев начинают пользоваться газовым отоплением. Иными словами, внутренних тепловыделений в жилых зданиях, которые, как выяснилось, составляют около $5 \cdot 10^6$ Дж·ч$^{-1}$, достаточно, чтобы компенсировать влияние температуры наружного воздуха не ниже 18,3 °С.

Затраты топлива на отопление определенного здания будут пропорциональны числу градусо-дней, если эффективность отопительной системы остается постоянной. Для сравнения одного отопительного периода с другим предположение о постоянной эффективности оправдано. Однако в пределах отопительного сезона эффективность отопительной системы заметно меньше в теплое время. Поэтому расход топлива на один градусо-день весной и осенью будет больше, чем зимой. Это же обстоятельство необходимо учитывать при сравнении градусо-дней в районах с теплым и холодным климатом.

Градусо-дни часто используются для заблаговременного определения того момента, когда потребуется возобновить запасы топлива, имеющиеся в том или ином доме.

Количество тепла, поступающее за заданный период времени от отопительной системы для поддержания желательной температуры внутреннего воздуха, называют потребным теплом:

Потребное тепло = Скорость теплопотерь здания · 24 градусо-дня,

где скорость теплопотерь здания равна количеству теряемого зданием за 1 ч тепла, отнесенного к разности температур внутреннего и наружного воздуха. Скорость теплопотерь зависит от свойств здания и должна определяться при его проектировании.

Для того чтобы с помощью этого соотношения определить потребности в топливе, необходимо, во-первых, правильно оценить фактическую эффективность работы отопительной системы и, во-вторых, вычислить соответствующую принятую за начало отсчета температуру для данных о градусо-днях. Эффективность работы отопительной системы, как правило, меньше ее оценок по данным испытаний отопительного устройства, хотя дополнительные нагрузки на систему весьма невелики. Принятая за начало отсчета температура для градусо-дней может быть выбрана на основании анализа внутренних теплопоступлений в здании. Как уже упоминалось, для частных домов, где внутренние поступления тепла малы и примерно одинаковы, этот анализ делать не надо. Если же внутренние теплопоступления велики, как, например, в служебных зданиях с интенсивным освещением, то необходимо пользоваться градусо-днями, отсчитанными от другой, отличной от 18,3 °С температуры. Применительно к таким зданиям может быть лучше учитывать различия в температуре внутреннего воздуха днем и ночью. В подобных случаях было бы целесообразнее при расчете необходимых затрат тепла использовать специальным образом видоизмененные градусо-дни. См. *Климатология, Психрометрия.*

К. Джордж Сигелер

Гроза

Комплексное метеорологическое явление, характеризующееся в первую очередь молнией и громом, а также рядом погодных явлений, таких, как локальные сильные ливни, град, шквалистые ветры, внезапные изменения температуры и иногда торнадо. Типичное грозовое облако — это кучево-дождевое облако, вздымающееся ввысь, нередко с вершиной в виде наковальни. Часто одновременно с кучево-дождевым облаком развиваются и другие формы облаков, иногда соединенные с главным облаком, а иногда отделившиеся от него. Высота основания кучево-дождевого облака над поверхностью Земли колеблется от 300 до 3000 м в зависимости от относительной влажности воздуха вблизи поверхности Земли. Вершина облака обычно достигает 10 000—20 000 м, причем более высокие грозовые облака возникают в тропиках или летом в средних широтах. Скорость перемещения гроз достигает 30 м·с$^{-1}$. Во многих тропических и среднеширотных областях ливневые осадки во время гроз составляют основную часть осадков за год.

Развитие. Грозы связаны с конвективным перемешиванием глубоких слоев атмосферы и возникают в тех областях, где скорость уменьшения температуры с высотой (вертикальный градиент) достаточно велика, чтобы вызвать неустойчивость, а воздух в нижних слоях достаточно влажен. В такой атмосфере поднимающийся объем воздуха становится насыщенным и охлаждается медленнее, чем в случае, если бы он оставался ненасыщенным, вследствие чего выделяющаяся теплота конденсации отчасти компенсирует охлаждение при расширении объема воздуха. Поднимающийся объем воздуха достигает уровней, где он становится более теплым (иногда на 10 °С) и менее плотным, чем окружающий его воздух; при этом подъемная сила ускоряет движение объема вверх. Конвекция может возникать вследствие нагревания земной поверхности, движения воздуха над поднимающимися участками земной поверхности или при конвергенции воздушных потоков в таких атмосферных возмущениях, как фронты. Скорость подъема объема воздуха уменьшается и его движение вверх прекращается на высотах, где вертикальный градиент устойчив и объем становится плотнее окружающей среды. Таким образом, для прогноза гроз необходимо установить области, где вертикальный градиент неустойчив, воздух на нижних уровнях достаточно влажен и ожидаемые прогрев поверхности или подъем воздуха достаточны для инициирования конвекции.

Повторяемость. Наиболее часто грозы возникают в тропиках, а наиболее редко на широтах более 60°. В США максимальная грозовая активность наблюдается на п-ве Флорида, где отмечается 60 грозовых дней (т. е. дней, когда гром слышен в данном пункте наблюдений) в году. Грозы наблюдаются в любое время суток, но чаще всего в поздние послеполуденные часы, что объясняется влиянием суточного хода нагрева земной поверхности. Причины существования слабого

ночного максимума грозовой активности в долине Миссисипи в центральной части США остаются предметом исследований.

Структура. Для обнаружения гроз в радиусе 400 км от места наблюдения используются радары. Основная информация о структуре гроз была получена с помощью радарных исследований, дополненных данными визуальных наблюдений со спутников и с Земли, а также с помощью измерений на самолетах и метеорологических шарах-зондах. Грозовые облака иногда возникают как изолированные образования, хаотически расположенные над обширными районами земной поверхности. Нередко грозы гнездятся в стенах облаков и спиральных облачных полосах ураганов, а также появляются в зонах повышенных барических градиентов внутри крупномасштабных барических систем и вдоль линий шквалов протяженностью в несколько сотен километров. Отдельные грозы обычно охватывают районы площадью 500—2500 км² и состоят из одной или нескольких отдельных ячеек, характерный жизненный цикл которых около 1 ч; диаметр этих ячеек несколько километров. В развитии ячеек можно выделить несколько стадий. В стадии кучевого облака, или стадии роста, в ячейке развиваются восходящие движения воздуха со скоростью 10—40 м·с⁻¹, причем осадки находятся во взвешенном

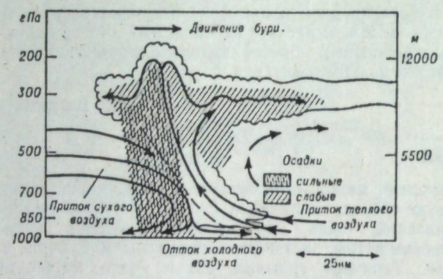


Рис. 1. Границы облаков и упрощенная схема циркуляции в типичной зрелой грозе.

Скорость ветра возрастает с высотой.

состоянии; на стадии зрелости восходящие и нисходящие движения воздуха сосуществуют и происходит выпадение сильных осадков. На стадии диссипации в ячейке имеют место ослабленные движения воздуха и выпадают слабые осадки. На стадии зрелости скорость нисходящих движений воздуха достигает 15 м·с⁻¹. Опускающийся воздух плотнее окружающего воздуха вследствие охлаждения, связанного с испарением, возникающим при вторжении в облако чистого воздуха извне и при вынужденном движении его вниз под действием силы тяжести и в результате увлечения падающими вниз осадками. Опускающийся воздух растекается у земной поверхности во все стороны, что приводит к образованию холодного порывистого ветра, направленного из области осадков. Распространение холодных масс воздуха может привести к вытеснению окружающего влажного теплого воздуха и к его подъему, что приведет к образованию новых поднимающихся ячеек. В окрестностях грозы, где ветер усиливается с высотой и вращается по часовой стрелке, а воздух на средних уровнях достаточно сухой для того, чтобы могли возникнуть сильные нисходящие движения, может генерироваться новая гроза; таким образом, гроза может продолжаться в течение нескольких часов. При сильном вертикальном сдвиге горизонтального ветра восходящий поток воздуха настолько отклоняется от вертикали, что осадки выпадают не в потоке, а в стороне от него, при этом восходящие и нисходящие движения воздуха могут сосуществовать (рис. 1). Долгоживущая гроза в области со сдвигом ветра может состоять из одной интенсивной ячейки (суперячейки) или из многих ячеек, причем на одной стороне грозы (обычно юго-западной в северном полушарии) регулярно возникают новые ячейки, а на другой — распадаются старые ячейки.

Сильные грозы. Грозы считаются сильными, если они сопровождаются ветрами со скоростью более 30 м·с⁻¹, сильным градом (диаметр градин более 20 мм) или торнадо. Как правило, грозы оказывают благоприятное воздействие на сельское хозяйство, так как сопровождаются обильными осадками, однако сильные грозы в сельской местности могут создавать сильнейшие разрушения вдоль полосы их перемещения. В США сильные грозы наиболее часто возникают на территории Великих равнин, но даже здесь только около 1 % всех гроз оказываются сильными. Такие грозы, как правило, состоят из суперячеек, которые образуются в областях с сильной конвективной неустойчивостью и значительным вертикальным сдвигом ветра.

Поскольку сильные грозы представляют опасность для полетов самолетов, сведения об их внутренней динамике получены главным образом с помощью радиолокационных измерений. Доплеровские радары позволяют измерять составляющую скорости движущихся целей вдоль луча радара, что существенно дополняет информацию об интенсивности осадков. На основании измерений с помощью доплеровских радаров и анализа характера падения давления у земной поверхности было установлено, что крупный град, сильные ветры и торнадо часто развиваются во вращающейся грозовой ячейке, которая называется мезоциклоном (или циклоном типа торнадо, если он порождает хотя бы одно торнадо). Крупный град, сильные ветры и слабые торнадо могут возникать в невращающейся (в целом) многоячеистой грозе, но вероятность этого процесса очень мала. Скорость максимальных тангенциальных ветров в типичном мезоциклоне составляет около 20 м·с⁻¹, и эти ветры лежат в кольцевой полосе радиусом 2—10 км. В центре мезоциклона наблюдается дефицит давления в несколько гектопаскалей. С помощью отождествления мезоциклона с его изображением на экране радиолокатора было сделано несколько опытных предупреждений о приближении бури. Серпообразные усиления яркости краев радиоотражения также являются хорошими индикаторами наличия мезоциклонов, но, к сожалению, большая часть гроз с торнадо таких отражений не дает. Мезоциклон иногда можно определить визуально, наблюдая вращение облачной массы (рис. 2) и четко различимое снижение основания кучево-дождевого облака. Нередко облачная масса вращается как единое целое. Внутри облачной массы часто развиваются интенсивные вертикальные движения воздуха на низких уровнях. Вращение мезоциклона обусловлено, по-видимому, комбинацией двух эффектов. Во-первых, так как любой воздушной массе свойственно вращение (хотя бы связанное с вращением Земли), движение объема воздуха на низких уровнях по направлению к основанию восходящего потока воздуха приводит к увеличению скорости вращения, согласно закону сохранения момента количества движения. Во-вторых, вертикальное движение воздуха в той области, где ветер изменяется с высотой, приводит к тому, что вихревые трубки сменяют горизонтальное направление на вертикальное и, таким образом, усиливается вертикальная завихренность (т. е. вращение вокруг вертикальной оси). Были проведены опыты искусственного воздействия на грозу для увеличения области осадков и подавления града. Эти эксперименты не дали определенных результатов. См. *Вихрь, Град, Обнаружение атмосферных вихрей, Торнадо, Шквал.*

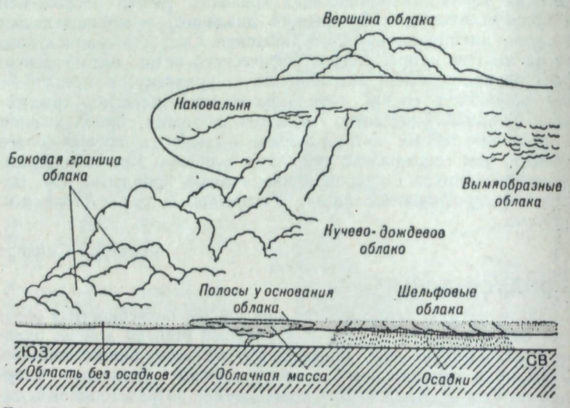


Рис. 2. Схемы типичного кучево-дождевого облака, приводящего к появлению торнадо. (*NOAA picture by C. Doswell and B. Dirham*)

Горизонтальный масштаб увеличен по сравнению с вертикальным.

Роберт Девис-Джонс

Грозовое электричество. В грозовом облаке возникают молнии, следовательно, оно сильно наэлектризовано. Грозовое облако можно рассматривать как генератор тока, создающий разделение зарядов, в результате чего возникают сильные электрические поля, вызывающие появление молний и токов проводимости внутри облака, а также ниже и выше него. Электрические токи, текущие во время гроз к Земле и ионосфере, поддерживают электрическое поле ясной погоды на Земле и в атмосфере. Напряженность типичного максимального электрического поля составляет 6—15 кВ·м⁻¹ у земной поверхности под грозовым облаком и 100—400 кВ·м⁻¹ и более внутри этого облака. Электрические поля у земной поверхности менее интенсивны вследствие коронных разрядов с заостренных предметов. Молния представляет собой наиболее сильное и опасное проявление грозового электричества. Частота вспышек молний изменяется в широких пределах. Во время небольшой изолированной грозы происходит около трех вспышек за 1 мин, но иногда во время сильных гроз отмечалось 100 вспышек за 1 мин. Молнии на фронтальных разделах и во время сильных гроз могут возникать почти непрерывно. Они могут быть очень длинными. Так, с помощью радара наблюдалась молния длиной 170 км.

Механизмы начальной и последующей электризации облака неизвестны, но главную роль в них, по-видимому, играют заряженные гидрометеоры и движения воздуха. Распределение основных зарядов внутри грозового облака соответствует схеме, по которой вверху размещается положительный заряд, частично проникающий в наковальню, а внизу — отрицательный. Величина этих зарядов неизвестна; обычные оценки колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен кулонов. Полагают, что бóльшая часть зарядов связана с частицами, взвешенными в облаке, а не с осадками. В ходе исследований с помощью специальных метеорологических шаров-зондов и самолетов, проходящих через грозовые облака, было обнаружено очень сложное мелкомасштабное распределение зарядов, причем заряд преобладающего знака мог изменяться на противоположный на расстоянии около 1 км. Для современных исследований характерны одновременные измерения электрических параметров, микрофизических процессов, а также динамики гроз, что необходимо для понимания сложных взаимосвязей, приводящих к образованию грозы. См. *Атмосферное электричество, Гром, Молния.*

У. Дэвид Раст

Гром

Звуковая волна, вызванная молнией. Когда происходит разряд, импульс тока в возвратном ударе быстро нагревает воздух в канале молнии. Возникающее расширение газовой среды подобно взрыву и вызывает ударную волну. Ударную волну можно представить в виде расширяющегося цилиндра, ось которого совпадает с первоначальным каналом молнии. Когда атмосферное давление по оси цилиндра снижается до уровня, имевшегося до начала разряда молнии, ударная волна становится звуковой. Эта звуковая волна называется громом.

В конце 60-х годов исследователи в Университете Райса и в Институте горного дела и технологии (Нью-Мексико) разработали новые теории для объяснения эффекта грома. Исходя из предположения, что канал молнии представляет собой последовательность сфер, внутри которых рассеивается электрическая энергия, Фью получил уравнение для определения частотного спектра грома.

Было установлено, что энергия возвратного удара достигает 10^6 Дж на 1 м канала молнии. Если предположить, что вся эта энергия расходуется на создание ударной волны, тогда преобладающая частота грома должна в соответствии с теорией иметь значение около 70 Гц. Эта частота должна изменяться обратно пропорционально корню квадратному из энергии, рассеиваемой на единицу длины канала молнии. В ранних исследованиях принималось, что максимум энергии грома приходится на частоту около 1 Гц. Эта частота значительно меньше той, которую дают расчеты последних лет. Исследование грома в штатах Техас и Нью-Мексико с использованием современной аппаратуры показали, что энергия звука грома распределяется в широком диапазоне частот — от значений менее 10 Гц до 150 Гц. Эти данные хорошо согласуются с теорией.

Как правило, гром можно слышать лишь на расстоянии до 8—10 км от источника, что обусловлено рассеянием звуковой волны в атмосфере. Однако когда атмосферные условия между грозой и наблюдателем стабильны, звук грома можно услышать и на расстоянии до 15—25 км.

Свет молнии распространяется почти мгновенно, а скорость звука относительно мала. Это дает возможность определять расстояние до канала молнии путем умножения числа секунд, прошедших между вспышкой молнии и звуком грома, на приближенное значение скорости звука в воздухе (340 м·с⁻¹).

Раскаты грома возникают главным образом из-за извилистости канала молнии (что вызывает различие в расстояниях от источников звука), а также в результате того, что множество повторных ударов в одном и том же канале создает ряд волн сжатия, которые накладываются друг на друга.

Перед громким звуком, возникающим при ударе близкой молнии, иногда слышен короткий щелчок. Этот эффект приписывается ступенчатому лидеру молнии. См. *Молния.*

Луис Дж. Баттан

Лит.: G. A. Dawson et al., Acoustic output of a long spark, *J. Geophys. Res.*, 73: 815—816, 1968; A. A. Few, Thunder spectrum, *J. Geophys. Res.*, 74: 6926—6934, 1969; A. A. Few et al., A dominant 200-Hertz peak in the acoustic spectrum of thunder, *J. Geophys. Res.*, 72: 6149—6154, 1967.

Давление воздуха

Отнесенная к единице площади сила, с которой воздух воздействует на любую находящуюся в контакте с ним поверхность посредством соударений молекул воздуха с этой поверхностью. Давление воздуха равно давлению поверхности на воздух и противоположно по направлению. При обычных скоростях движения в атмосфере давление приблизительно равно весу единичного столба воздуха над рассматриваемым уровнем. Давление не зависит от направления, используемый для измерения давления барометр Торичелли построен на принципе уравновешивания атмосферного давления давлением ртутного столба в барометрической трубке. См. *Барометр.*

Единицы измерения. В 1975 г. Американское метеорологическое общество приняло Международную систему единиц (СИ). В этой системе основной единицей давления является паскаль (Па) 1 Па=1 Н·м⁻². Поскольку это очень малая величина, атмосферное давление обычно измеряют в гектопаскалях: 1 гПа=100 Па. До принятия системы СИ в метеорологии чаще всего использовались единицы давления, производные от бара, который равен 10^5 Па, или 10^6 дин·см⁻²; 1 бар=1000 мбар, 1 мбар=1 гПа. Эти единицы допустимы к временному использованию, но, по-видимому, в ближайшее время подлежат изъятию.

На практике также широко используется высота ртутного столба барометра при стандартных условиях, выраженная в миллиметрах или дюймах. Стандартное значение давления атмосферы 760 мм рт. ст. (1 атм.) используется в качестве единицы давления главным образом в технике, где встречаются большие значения давления. Следующие соотношения позволяют переходить от одних единиц давления к другим:

1 кПа=1000 Па=10^4 дин·см⁻²=10 мбар=7,500 62 мм рт. ст.
1 мбар = 100 Па = 0,1 кПа = 1 гПа = 1000 дин·см⁻² = =0,750 062 мм рт. ст.
1 атм=101,3250 кПа=1013,250 мбар=760 мм рт. ст.
1 мм рт. ст.=0,133 322 4 кПа=1,333 224 мбар

Изменение с высотой. Поскольку давление воздуха почти в точности балансируется весом вышележащего столба атмосферы, оно всегда уменьшается с высотой в соответствии с уравнением статики

$$dP = -g\rho\, dZ, \qquad (1)$$

где P — давление воздуха, ρ — плотность воздуха, g — ускорение свободного падения, Z — высота над средним уровнем моря, dZ — бесконечно малая вертикальная толщина горизонтального слоя воздуха, dP — изменение давления, которое соответствует изменению высоты, равному dZ. Выражение в правой части формулы

$$P_1 - P_2 = \int_{Z_1}^{Z_2} \rho g\, dZ \qquad (2)$$

(P_1 — давление на высоте Z_1, а P_2 — на высоте Z_2) представляет собой вес столба воздуха, ограниченного уровнями Z_1 и Z_2. В частном случае, когда Z_2 есть уровень над атмосферой, получаем $P_2=0$, и формула (2) превращается в выражение для давления воздуха на заданной высоте Z_1 в атмосфере, находящейся в статическом равновесии.

Подставляя в уравнение (1) плотность из общеизвестного уравнения состояния и интегрируя, получим барометрическую

формулу для сухого воздуха в предположении статического равновесия, применимую примерно до высоты 90 км:

$$\ln \frac{P_1}{P_2} = \frac{10^{-3} M}{R} \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{g}{T} dZ \qquad (3а)$$

или

$$Z_2 - Z_1 = \frac{10^3 R}{M} \int_{P_2}^{P_1} \frac{T}{g} \frac{dP}{P}. \qquad (3б)$$

Здесь g — ускорение свободного падения, м·с$^{-2}$; M — относительная молекулярная масса, равная 28,96 г·моль$^{-1}$ для сухого воздуха; R — газовая постоянная, для 1 моля идеального газа равна 8,314 70 Дж·моль$^{-1}$·К$^{-1}$; T — температура воздуха, К; Z — высота, м.

Формулы (3) можно применять для реальной влажной атмосферы, если учесть влияние небольшого количества водяного пара на плотность воздуха путем замены T на виртуальную температуру

$$T_v = \frac{T}{1 - \left(1 - \frac{M_в}{M}\right) \frac{e}{P}}, \qquad (4)$$

где e — парциальное давление водяного пара в воздухе, а $M_в$ — относительная молекулярная масса водяного пара, равная 18,0160 г·моль$^{-1}$, так что $1 - M_в/M = 0{,}378\,03$.

Формула (3а) применяется на практике для вычисления вертикального распределения давления над уровнем моря. Международным соглашением было определено вертикальное распределение температуры в стандартной атмосфере, основанное на осредненных значениях в средних широтах. Использование стандартной атмосферы позволило вычислить интегралы в формулах (3а) и (3б) и тем самым получить определенное соотношение между давлением и высотой (см. таблицу). Это соотношение использовано во всех альтиметрах, которые по сути являются барометрами типа анероида. Разность между высотой, определенной по давлению, и действительной высотой часто значительна. Но поскольку во всех альтиметрах использовано одно и то же стандартное соотношение, эта разность одинакова для всех альтиметров в каждом данном месте, а поэтому и трудностей при определении положения самолетов относительно земли не возникает. Однако в горных районах, где эта разность особенно значительна, могут иметь место несчастные случаи из-за неправильного определения высоты.

Изменения по горизонтали и со временем. Наряду с сильным изменением с высотой, которое было рассмотрено в предыдущем разделе, атмосферное давление изменяется по горизонтали и со временем. Распределение давления на уровне моря (в случае наблюдений над сушей вводятся поправки на высоту земной поверхности) регулярно наносится на карту и анализируется. В результате получаются хорошо известные поля давления на «карте погоды» с изобарами, показывающими области высокого и низкого давления. Перемещение этих областей обусловливает характерные относительные изменения давления в фиксированной точке, составляющие несколько процентов за несколько дней. Существуют также мелкомасштабные изменения давления на уровне моря, слишком малые для того, чтобы их можно было отразить на обычных картах погоды. Эти изменения связаны с различными формами атмосферных движений, такими, как мелкомасштабные волновые движения и турбулентность. Сравнительно большие изменения давления обнаруживаются в грозовых областях и около них, но наиболее интенсивными являются области низкого давления в торнадо. Падение давления в торнадо может стать очень значительным, что является основной причиной разрушения зданий, над которыми проходит торнадо. См. *Изобара, Карта погоды.*

Как правило, в средних широтах в пунктах, расположенных ниже 1000 м над ур. м., давление воздуха на континентах зимой несколько выше, чем весной, летом и осенью. В континентальных районах, расположенных на больших высотах, а также над океанами наблюдается противоположная тенденция.

На различных картах распределения средних климатических значений давления выявляются локализованные области, где доминируют системы высокого или низкого давления. Над океанами имеются области или полосы сравнительно высокого давления, наиболее сильно выраженные летом в зонах с центрами около широтных кругов 30° с. ш. и 30° ю. ш. Над Азией зимой преобладает обширная область высокого давления, а летом — низкого. Области низкого давления преобладают в течение зимы над Алеутскими островами, в районе Исландии—Гренландии, а также в районах Антарктики. От этих и других центров действия образуются ответвления, которые могут перемещаться на большие расстояния, прежде чем перестают существовать.

Таким образом, зимой, весной и летом в средних широтах над материками довольно часто происходит смена областей низкого и высокого давления с интервалом примерно 6—9 сут, а иногда 3—4 сут. Это приводит к локальным изменениям давления, так как в центре циклонов давление в среднем примерно на 15—25 гПа ниже нормы, в центрах высокого давления — на 15—20 гПа выше нормы. Летом в средних широтах период изменения давления, как правило, больше, а амплитуда меньше, чем в другие сезоны.

Осредненные значения атмосферного давления и температуры на заданных высотах над уровнем моря [1]

Высота над ур. м.		Давление воздуха, гПа	Температура, К
гп. м	м (широта 45°32′40″)		
0	0	$1{,}01325 \cdot 10^3$	288,15
11 000	11 019	$2{,}2632 \cdot 10^2$	216,65
20 000	20 063	$5{,}4747 \cdot 10^1$	216,65
32 000	32 162	8,6798	228,65
47 000	47 350	1,1090	270,65
52 000	52 459	$5{,}8927 \cdot 10^{-1}$	270,65
61 000	61 591	$1{,}8209 \cdot 10^{-1}$	252,65
79 000	79 994	$1{,}0376 \cdot 10^{-2}$	180,65
88 743	90 000	$1{,}6437 \cdot 10^{-3}$	180,65 [2]

[1] Приближенные средние годовые значения получены по данным станций радиозондирования, расположенных в северном полушарии между широтами 40 и 49°, для высот, меньших 32 км, и по наблюдениям ракет и приборов, запущенных с ракет. Использованы также некоторые данные о плотности, полученные с помощью прожекторных наблюдений. Приведенные значения выше уровня 32 км были вычислены в основном по данным наблюдений о распределении плотности с высотой. При переходе от первой графы ко второй принято значение ускорения свободного падения 9,80665 м·с$^{-2}$.

[2] Выше уровня 90 км имеет место рост температуры и изменение состава воздуха с высотой, приводящее к постепенному уменьшению его относительной молекулярной массы с ростом высоты.

В тропиках, где прохождение основных областей высокого и низкого давления наблюдается сравнительно редко, наиболее характерной чертой, выявляемой с помощью барографа, является специфический суточный ход давления. Как правило, хотя и с некоторыми исключениями, у земной поверхности в суточном ходе давления отмечаются два максимума примерно в 10 и 22 ч по местному времени и два минимума примерно в 4 и 16 ч.

Полный диапазон изменений давления в суточном ходе в зависимости от широты виден из следующих приближенных данных:

φ° с. ш. . .	0	30	35	45	50	60
P гПа . .	3,0	2,5	1,7	1,2	0,9	0,4

Эти данные получены в результате статистического анализа тысяч записей барографов на многих материковых станциях. Суточный ход давления зависит также от локальных особенностей, обусловленных влиянием физико-географических и климатических факторов, таких, как горы, долины, океаны, высота над уровнем моря, характер подстилающей поверхности, суточный ход температуры, время года. На суточный ход давления влияют также такие атмосферные условия, как, например, количество облаков, осадки и солнечное сияние. В горных районах на западе США может иметь место только один максимум приблизительно в 8—10 ч и один минимум около 17—19 ч по местному времени. При этом амплитуда суточного хода здесь больше, чем в каких-либо иных районах на тех же широтах. Особенно это относится к теплому времени года, когда разность между максимальным и минимальным значениями в суточном ходе давления может достигать 4 гПа.

На более высоких уровнях в атмосфере изменение давления тесно связано с изменением температуры в соответствии с формулой (3а). Вследствие того что в нижнем 10-км слое атмосферы более низкие температуры наблюдаются в высоких широтах, давление на высотах в среднем уменьшается по направлению к полюсам. На рисунке показан пример такого распределения для высоты приблизительно 10 км над ур. м. Как это принято, вместо поля давления на высотах приведено поле высоты изобарической поверхности, в данном случае 300 гПа.

Помимо изменения с широтой, карта демонстрирует волнообразный характер поля давления, а также зону максимальных ветров в средних широтах, известную под названием струйного течения с его «волнами в поле западного переноса». В стратосфере поле температуры таково, что изменение давления по горизонтали уменьшается с высотой вплоть до уровня 80 км; исключение составляют высокие широты в зимнее время, когда сравнительно большие изменения давления бывают и выше 10 км. Выше 80 км относительная изменчивость давления снова возрастает. Хотя давление и плотность на таких больших высотах малы, изменчивость этих параметров важна для проведения полетов ракет и спутников.

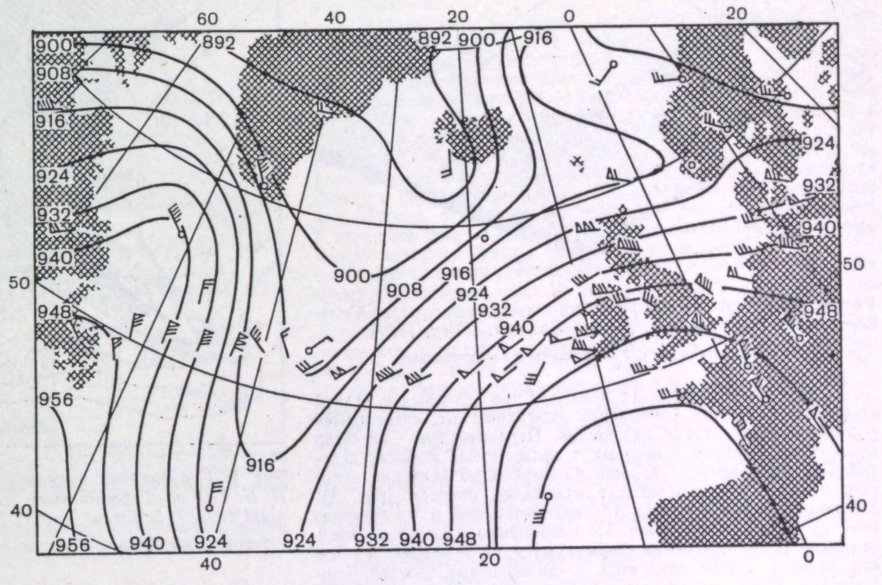
Связь с ветром и погодой. Практическое значение давления воздуха обусловлено его связью с ветром и погодой. Именно вследствие этих связей давление является основным элементом при прогнозе погоды и всегда фигурирует на обычных картах погоды.

Изменение давления по горизонтали приводит к возникновению силы, действующей на воздух, подобно тому, как изменение давления по вертикали вызывает силу, уравновешивающую, согласно формуле (1), вес столба воздуха. Эта сила, если ничто ей не противодействует, вызывает ускорение движения воздуха в направлении от высокого давления к низкому. Примером такого ветра может служить бриз. Однако если изменения давления являются крупномасштабными и сравнительно медленно эволюционирующими, то вращение Земли приводит к геострофическому и градиентному балансу сил, при котором ветер дует вдоль изобар. Такая ситуация имеет место, когда изменения давления обусловлены медленно движущимися областями высокого и низкого давления, прослеживаемыми на обычной карте погоды, или волнами на высотах, видными на рисунке, который хорошо иллюстрирует это соотношение. См. *Геострофический ветер.*

Ветер у земной поверхности, в нижних нескольких сотнях метров, замедляется из-за трения о поверхность. Степень замедления зависит от гладкости или шероховатости поверхности. Это нарушает указанный выше баланс сил, вследствие чего ветер оказывается направленным под углом к изобарам и пересекает их в направлении от высокого давления к низкому.

Крупномасштабные изменения давления на уровне моря, проявляющиеся на картах погоды, связаны с характерным распределением вертикальных движений воздуха, которое в свою очередь влияет на погоду. Опускание воздуха в области высокого давления способствует нагреванию воздуха и уменьшению влажности благодаря адиабатическому сжатию, что приводит к ясной погоде, в то время как подъем воздуха в области низкого давления способствует охлаждению его и конденсации водяного пара, что сопровождается облачной и дождливой погодой.

Раймонд Дж. Деланд



Изобарическая поверхность 300 гПа, 16 июня 1960 г.

Каждая черточка в оперении стрелки соответствует 10 м·с$^{-1}$, а каждый треугольник — 50 м·с$^{-1}$.

Лит.: H. R. Byers, *General Meteorology*, 1974; R. G. Fleagle and J. A. Businger, *An Introduction to Atmospheric Physics*, 1963; A. Miller, *Meteorology*, 1976; O. G. Sutton, *Challenge of the Atmosphere, 1961*; J. Van Mieghem, *Atmospheric Energetics*, 1973 (Ж. Ван Мигем, Энергетика атмосферы.— Л., 1977).

Доп. лит.: Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л., 1976.

Дельта

Отложение наносов в устье реки или в образованной приливом протоке. Такое название — от греческой буквы Δ — впервые использовал Геродот (V век до н. э.) применительно к треугольной дельте Нила. Термин применяется также для обозначения намытых штормом отложений у барьерных атоллов и скоплений наносов в устьях подводных каньонов. См. *Процессы в прибрежной зоне.*

Строение и развитие. Форма и внутреннее строение дельты зависят от характера и взаимодействия двух процессов — движения нагруженного наносами потока воды из реки, приливной протоки или подводного каньона и течений и волн в водоемах на участке образования дельты. Интенсивность воздействия этих процессов может меняться от полного преобладания несущего наносы потока (дельты спокойной воды) до полного преобладания течений и волн, вызывающих перераспределение наносов на большой площади (отсутствие дельт). Это воздействие оказывает существенное влияние на форму и строение тела дельты.

Большинство наносов, поступающих в водоем, откладывается при замедлении скорости несущего потока при его впадении в водоем. В случае небольшого перепада плотности воды это замедление происходит резко и бо́льшая часть наносов отлагается неподалеку от устья реки. Если поступающая вода значительно легче морской воды (например, пресная вода, текущая в холодное море), она распространяется по поверхности на большое расстояние от края устья. Если посту-

пает очень плотная вода (например, холодная мутная вода втекает в теплое озеро), может возникнуть плотностное течение у дна и основная масса наносов отложится на большом расстоянии от устья. Хороший пример — оз. Мид, в котором слой наносов толщиной 40 м отложился против плотины Гувера в 120 км от устья д. Колорадо. Однако дальний перенос речных наносов в море не всегда связан с глубинным плотностным течением: почти половина общего количества наносов, находящихся в водах р. Амазонки, откладывается на удалении более 1000 миль вблизи дельты р. Ориноко и в юго-восточной части Карибского моря, что связано с вдольбереговым переносом отложений течениями и волнами.

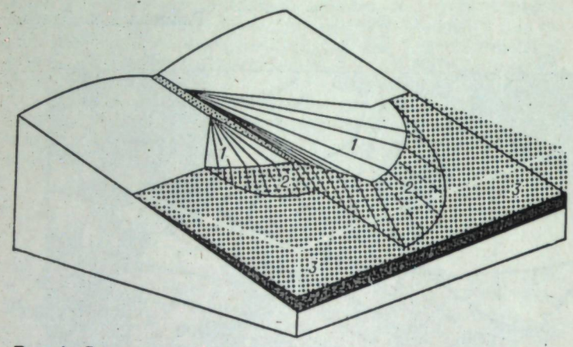


Рис. 1. Схема: два этапа развития типичной дельты по Гильберту. *(По P. H Kuenen, Marine Geology, Wiley, 1950)*

1 — поверхностные отложения, *2* — передовые, *3* — придонные.

Тело большинства дельт включает три основных в разной степени выраженных компонента: поверхностные, «передовые» и придонные дельтовые отложения. Первоначально они были выделены Гилбертом в озерных и мелководных морских дельтах. Эти три элемента хорошо различимы по величине уклонов, при которых происходит отложение наносов (рис. 1). Концепция Гилберта была усовершенствована и распространена на большинство дельт. По современным представлениям поверхностные отложения формируются на субаэральной части дельты; к ним относятся рукавообразные залежи, прирусловые валы, пойменные отложения, отложения маршей, болот и заливов. Передовые отложения формируются в мелкой воде и в большинстве случаев образуют широкую платформу на морском крае дельты. Придонные отложения представляют собой глубоководные отложения за пределами выступа дельты. В случае морских дельт влияние реки уменьшается, а влияние моря возрастает от поверхностных к придонным отложениям. Одновременно уменьшается средний размер частиц наносов и литологическое разнообразие. В поверхностных отложениях уже на небольших расстояниях отмечается изменение размеров частиц и состава отложений — от грубых русловых отложений через расслоенные алевриты и глины прирусловых валов к тонкозернистым глинам пойм и маршей. Передовые отложения состоят из однородного покрова пластинчатых алевритов и алевритовых глин, отражающих сезонные влияния течений и волн на эту мелководную платформу, а придонные отложения — из однородных алевритовых глин, часто включающих растительные остатки. Границу между придонными отложениями и неритовыми шельфовыми глинами проводят совершенно условно. Аналогичным образом происходят изменения фауны в отложениях. В поверхностных отложениях отмечается значительная локальная изменчивость с преобладанием немых отложений и локальных скоплений остатков богатой солоновато-водной фауны. В придонных отложениях ископаемые остатки морских организмов распределены исключительно однородно.

Постепенно надстраиваясь, дельта может чрезмерно растягиваться вокруг длинных русел рек с небольшими уклонами дна. В конце концов река отыскивает более короткий путь к морю, который характеризуется бо́льшим уклоном, и расчленяет образовавшуюся дельту на отдельные части — субдельты. Яркий пример такой миграции русла мы находим в дельте Миссисипи: если бы не искусственное регулирование русла, река покинула бы нынешнюю активную дельту и перешла на новую дельту в устьевой зоне р. Атчафалайя. Покинутый рекой участок дельты постепенно погружается и разрушается волнами и ветром. Погружение вызывается двумя причинами — оседанием под действием массы дельтовых отложений подстилающих пластов и уплотнением тонкозернистых наносов. Эти процессы с избытком компенсируются другими процессами при развитии дельты, но приводят к погружению дельты ниже уровня моря после того, как ее покинет река. Перемывание наносов волнами создает остаточные отложения песка на участках активного наступления моря и в конечном счете образуется тонкий прерывистый покров из песка, часто окаймленный цепью песчаных баров и мелких островов на месте бывшего морского края дельты. Этот процесс называют деструктивной фазой формирования дельты. Хорошим примером является район пролив Бретон — о. Чандельер в дельте Миссисипи, где раньше находилась субдельта Сент-Бернард.

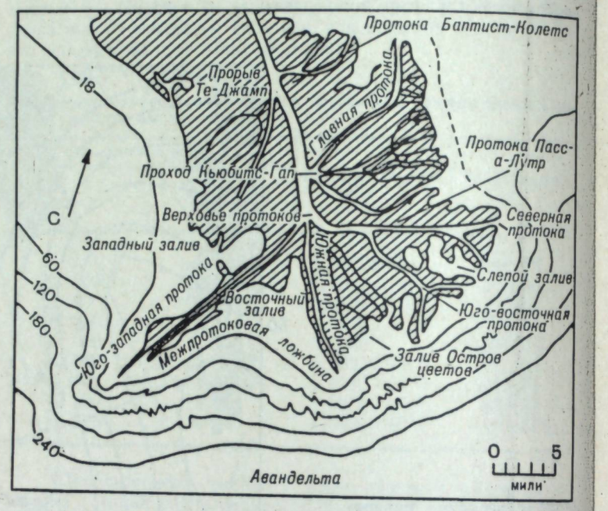


Рис. 2. Современная пальцеобразная дельта Миссисипи. *(Из H. N. Fisk et al. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. J. Sediment. Petrol., 24: 76—99, 1954)*

Оцифровка изобат дана в морских саженях.

Если подойти к изучению дельт с точки зрения их структуры, то в них можно различить три элемента: 1) каркас из вытянутой формы скоплений грубозернистых наносов (рукавообразные залежи, приустьевые бары, прирусловые валы), которые лучами расходятся от вершины дельты к устьям рукавов (песчаные пальцы); 2) основную массу отложений, представляющих собой тонкозернистые отложения пойм, маршей и заливов; 3) литоральную зону, сложенную пляжевыми и дюнными песками, образующимися в результате сортировки и вдольберегового переноса приустьевых отложений волнами, течениями, приливами и ветром. Соотношение между этими элементами меняется в широких пределах. Дельта Миссисипи почти целиком состоит из каркаса и основной массы отложений (рис. 2; рис. 3 *б*). Ее быстрый рост в сторону моря является результатом отложения приустьевых баров и наращивания прирусловых валов. Позже участки между ними заполняются основной массой отложений. При этом дельта приобретает характерную форму птичьей лапы. Иначе образуется дельта Роны (рис. 3 *а*), где грубозернистый материал поступает в устья рукавов медленно, а его рассеяние под действием волн и вдольберегового переноса идет весьма эффективно, так что почти весь материал равномерно перераспределяется, образуя цепь прибрежных баров и дюн на значительном участке авандельты. Дельта Роны продвигается как широкий фронт одной лопасти, тогда как дельта Миссисипи растет на нескольких локализованных, четко определенных участках.

Процесс отложения наносов. Существуют дельты самых различных типов, и лишь некоторые из них изучены подробно. По-видимому, в большинстве случаев их формирование можно объяснить взаимодействием двух основных ведущих факторов: с одной стороны, количеством и скоростью поступления наносов с речной водой, с другой — темпами переработки и перераспределения наносов вдоль авандельты под действием морских волн и течений. Другие факторы, такие, как форма исходной береговой линии и рельеф морского дна, сезонные изменения интенсивности динамических воздействий морских и речных вод, амплитуда приливов и т. д., пока не

поддаются оценке, но, по-видимому, они являются второстепенными. Дельта Миссисипи (рис. 4 *а*) сложена преимущественно тонкозернистыми отложениями и состоит в основном из толстых песчаных пальцев с залегающими между ними глинами основной массы отложений. Она быстро растет с внешней стороны, почти полностью находится под воздействием речных вод и имеет типичную форму птичьей лапы.

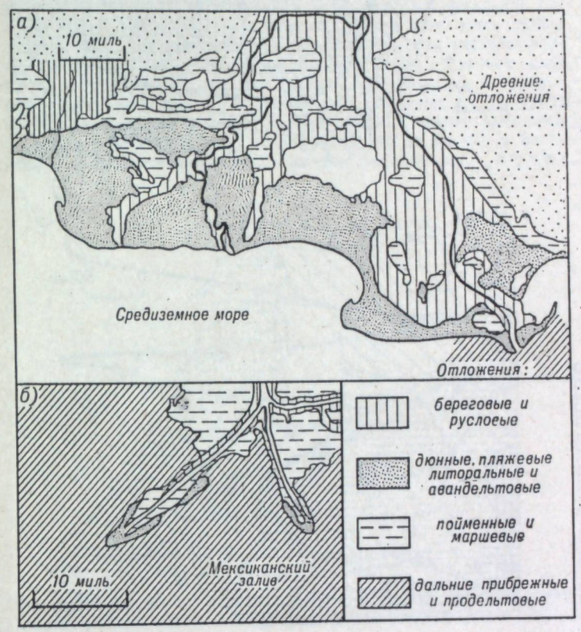


Рис. 3. Примеры распределения дельтовых отложений в дельте Роны (*а*) и в пальцеобразной дельте Миссисипи (*б*).

В дельте Роны (рис. 4 *б*) скорость поступления наносов значительно меньше, но они крупнее, а скорость переработки и размывания волнами и течениями больше. Как следствие, эта дельта образована главным образом песками и растет за счет накопления наносов на широком фронте из баров и пляжей, сформировавшихся в результате перемывания и развевания песка в речном устье и рассеяния его ветром и волнами. Дельта развивается медленно, но по широкому лопастному фронту, а основная часть ее тела состоит из отложений песчаной береговой равнины. Основная масса и каркас ограничены поверхностными отложениями прибрежной части дельты. Форма дельты в значительной мере определяется деятельностью моря в прибрежной зоне.

Широкая береговая равнина имеется и в дельте Ориноко (рис. 4 *г*). Дополнительно к большому количеству очень тонких наносов, поступающих с речными водами, вдоль берега с востока приносится амазонский ил. Дельта быстро нарастает на укрытых участках побережья с ослабленной волновой деятельностью, но отмечается также заметный вдольбереговой перенос наносов к северо-западу. В результате этого береговая равнина, хотя она тоже расположена в прибрежной зоне моря, сложена не песками и развивается без участия волновой деятельности, формируясь за счет отложения наносов из приливных вод на илистых отмелях. Под влиянием вдольбереговых течений дельта продвигается по всему периметру, а деятельность речных вод не играет заметной роли в ее развитии.

Продвижение по всему периметру отмечается также в дельте Нигера (рис. 4 *в*), напоминающей по форме и распределению наносов дельту Ориноко. Однако в условиях поступления значительного количества речных наносов под влиянием умеренной волновой деятельности на открытом шельфе здесь образуется краевая зона песчаных баров, пляжей и барьерных островов. Позади этого препятствия происходит осаждение наносов из приливных вод и создается илистая береговая равнина, а каркас и основная масса появляются только в верхней части дельты. В результате перераспределения наносов течениями дельта растет на широком фронте. В известном смысле тип этой дельты является промежуточным между типами дельт рек Ориноко и Роны.

Характеристики современных дельт. Хотя в настоящее время наблюдается развитие более чем 150 больших дельт, их имеют не все реки, причем даже крупные. Причина этого заключается в подъеме уровня моря, которое произошло по окончании последнего периода оледенения. При этом во многих районах мира в устьях рек появились глубокие эстуарии, все еще не заполнившиеся наносами (например, эстуарий Амазонки). Дельты значительно различаются по мощности. В мелководном заливе, в который впадает Нил, откладывается слой наносов толщиной 15 м, а Миссисипи, впадающая в глубокое море, образовала дельту мощностью более 250 м. Этот толстый клин оказывает давление на подстилающие пласты, в результате чего на участках пластичных подстилающих пород происходит прогибание шельфа и появляются глинистые бугры (см. таблицу).

Инженерно-технические проблемы. Несмотря на сложные инженерно-технические проблемы, многие города, например Калькутта, Шанхай, Венеция, Александрия (Египет) и Нью-Орлеан, были воздвигнуты на дельтах. К таким проблемам относятся: перемещение и удлинение судоходных каналов; отсутствие прочного основания для строительства, исключая участки прирусловых валов; постепенное проседание грунта, которое может достигать 1,5 м за столетие; плохой дренаж; повышенная опасность наводнений. При ураганах и тайфунах глубина затопления порой достигает 4,5 м. Кроме того, на некоторых дельтах постоянно происходят значительные миграции главных протоков, что приводит к исчезновению каналов, используемых водным транспортом. Бороться с этим

Статистические данные по современным дельтам

Река	Размеры субаэральной дельты		Поступление наносов		Нарастание субаэральной дельты за год	
	длина, км	ширина, км	средняя мутность речной воды, млн$^{-1}$	годовой объем, км^3	период наблюдений	примерное расстояние, м
Миссисипи, современная пальцеобразная дельта	19	48	550	0,283	1838—1947	75
Хуанхэ	480	750 [1]	50 000 [2]	—	1870—1937	290
Ганг—Брахмапутра	350	320	870	0,179 [3]	—	—
Рона при впадении в Средиземное море	48	75	400—590	0,021	1737—1870	60
Дунай	75	75	310	0,033	—	12
Нил (до сооружения плотин)	155	230	1 600	0,004	1100—1870	14
Колорадо выше плотины Гувера	70	0,08—0,9	8 300	0,133	1936—1948	5800 (теснина)
Евфрат—Тигр	560	145	—	—	1793—1853	55

[1] Включая п-ов Шантунг (160 км) недельтового происхождения.
[2] Максимум 400 000 млн$^{-1}$.
[3] Только Ганг.

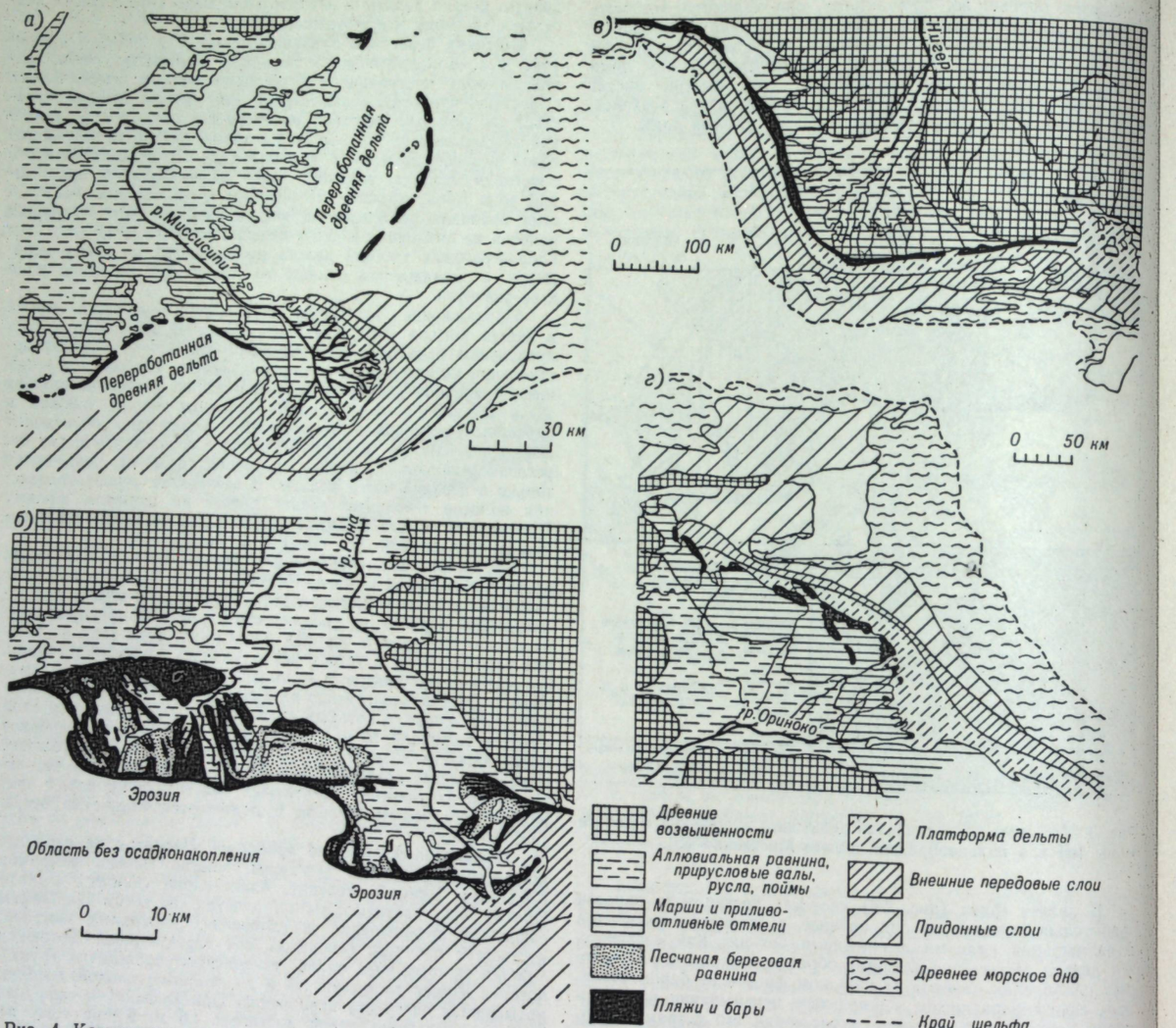


Рис. 4. Картосхемы распределения наносов в дельтах Миссисипи (*а*), Роны (*б*), Нигера (*в*) и Ориноко (*г*). (*По T. H. van Andel, The Orinoco delta, J. Sediment. Petrol., 37(2): 297—310, 1967*)

явлением трудно как по причине технических сложностей, так и в связи с необходимостью больших материальных затрат. См. *Морские осадки, Океанография эстуариев.*

Тьерд Х. Ван Андель

Лит.: C. C. Bates, Rational theory of delta formation, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 37(9): 2119—2162, 1953; J. M. Coleman and L. D. Wright, *Analysis of Major River Systems and Their Deltas*, 1971; H. N. Fisk et al., Sedimentary framework of the modern Mississippi delta, *J. Sediment. Petrol.*, 24: 76—99, 1954; R. Russel, *River Plains and Sea Coasts*, 1967; P. C. Scruton, Delta building and the deltaic sequence, in F. P. Shepard (ed.), *Recent Sediments, Northwestern Gulf of Mexico*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Spec. Publ. 82—102, 1960; T. H. van Andel, The Orinoco delta, *J. Sediment. Petrol.*, 37(2): 297—310, 1967.

Динамика верхней атмосферы

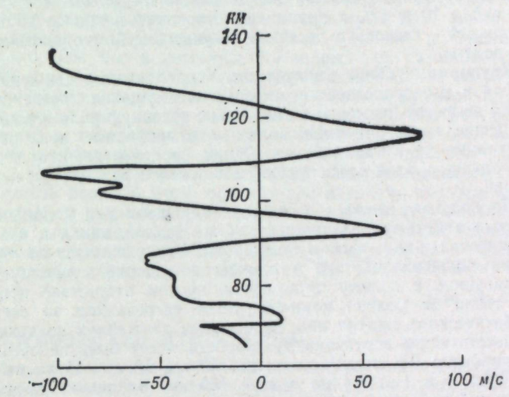
Движение атмосферы на высотах более 50 км. Преобладающие динамические явления в верхней атмосфере совершенно отличны от явлений, наблюдающихся в нижней части атмосферы, для которой характерно наличие циклонов, антициклонов, тропических циклонов, гроз и ливневых облаков, торнадо, пыльных бурь и т. д. Однако даже наиболее мощные из указанных возмущений не проникают в верхнюю атмосферу до сколь-нибудь значительных высот. Выше 50 км преобладающими видами движения являются внутренние гравитационные волны, приливы, звуковые волны (а также инфразвуковые), турбулентность и крупномасштабная циркуляция.

Внутренние гравитационные волны. За исключением метеорологических условий, характерных для возникновения конвекции, атмосфера устойчива по отношению к малым вертикальным перемещениям частиц воздуха; это объясняется действием сил плавучести, которые стремятся вернуть движущуюся частицу воздуха на уровень, где она находилась в начале движения. Поэтому частица совершает колебательные движения около положения равновесия с частотой, известной как частота Брента—Вяйсяля. Квадрат этой частоты определяется по формуле

$$\omega_B^2 = -g\left(\rho_0'/\rho_0 + g/C^2\right),$$

где ρ_0 — плотность окружающего воздуха, ρ_0' — вертикальный градиент плотности воздуха, g — ускорение свободного падения, $C = (\gamma p_0/\rho_0)^{1/2}$ — скорость звука, γ — отношение удельных теплоемкостей воздуха (при постоянном давлении и постоянном объеме), p_0 — давление в окружающей среде. Характерный период колебаний, соответствующий частоте Брента—Вяйсяля, близок к 5 мин.

Колебания давления с частотой, намного превышающей ω_B, распространяются в атмосфере в виде звуковых волн. Если же частота этих колебаний намного меньше ω_B, то они относятся к категории внутренних гравитационных волн; в этом случае восстанавливающей силой для возникающего волнового движения в основном является не упругость среды, а плавучесть (т. е. сила тяжести). Рассматриваемые волны обладают рядом особых свойств. Они движутся почти горизонтально; тем не менее наличия небольшой вертикальной составляющей движения в волне достаточно для того, чтобы именно сила тяжести, действуя на смещающиеся частицы воздуха, играла роль восстанавливающей силы. Фазовая скорость этих волн направлена к земной поверхности, а групповая скорость — вверх. Возникают они, по всей вероятности, вблизи земной поверхности в тропосферных циркуляционных системах и переносят энергию вверх, проникая далеко в ионосферу. Поскольку с увеличением высоты плотность воздуха



Вертикальное распределение меридиональной составляющей скорости ветра над о. Уоллопс, штат Виргиния, 6 июня 1962 г.

уменьшается, амплитуды этих волн при условии сохранения потока энергии должны расти; выше 60 км волны становятся столь велики по амплитуде, что они главным образом и определяют вертикальное распределение ветра на этих высотах. На рисунке в качестве примера приведен вертикальный профиль скорости ветра, имеющий форму волны, длина которой по вертикали равна приблизительно 20 км. В нижних слоях атмосферы гравитационные волны, по-видимому, тоже существуют, однако их амплитуда настолько мала, что обнаружить эти волны невозможно.

При распространении внутренних гравитационных волн выше 100 км вступают в действие диссипативные факторы, к числу которых относятся молекулярные вязкость и теплопроводность, а также турбулентный перенос тепла и количества движения. Диссипация этих волн, судя по их амплитудам на высотах менее 100 км, обеспечивает приток энергии — достаточно большой, чтобы играть хотя бы незначительную роль в бюджете тепла верхней атмосферы.

Внутренние гравитационные волны не следует смешивать с волнами на поверхности, которые также встречаются в атмосфере. Такого рода волны возникают на поверхности разрыва или в областях с большими значениями градиентов, причем в последнем случае волновые возмущения распространяются в направлении, перпендикулярном градиенту. Такие волны можно часто видеть на облачном покрове. См. *Внутренние волны.*

Приливные волны. Приливы представляют собой внутренние гравитационные волны определенной частоты. Обычно приливными называют волны, которые образуются под действием сил притяжения Луны или Солнца. Однако атмосферными приливными волнами считают также волны, обусловленные термическим воздействием Солнца. Таким образом, следует учитывать три различные возбуждающие силы: притяжение Луны, притяжение Солнца и термическое воздействие Солнца.

В суточном ходе атмосферного давления в тропических широтах обычно отмечаются два максимума и два минимума, причем максимальные значения давления наблюдаются примерно в 10 и 22 ч местного времени. Во внетропических широтах амплитуды приливных волн малы, а «шумовые» эффекты, обусловленные движением барических систем, намного значительнее, чем в тропиках, поэтому обнаружить приливные колебания там можно лишь путем статистического анализа материалов наблюдений. Приливообразующая сила Луны, период которой равен 12 ч 26 мин, в 2,2 раза превышает приливообразующую силу Солнца. Поэтому тот факт, что на барограммах отчетливо проявляются лишь 12-часовые колебания, свидетельствует либо о термическом происхождении этих волн, либо о настолько сильном резонансе, что приливообразующая сила Солнца, период действия которой составляет 12 ч, вызывает гораздо более интенсивные колебания, чем большая по величине приливообразующая сила Луны, период действия которой равен 12 ч 26 мин. Возможность возникновения колебаний с периодом 12 ч в результате изменения во времени притока тепла от Солнца вытекает из того, что суточный ход этого притока является сложной кривой и не может быть описан с помощью только одной гармоники. Одно время серьезно рассматривалось предположение о том, что причиной появления полусуточных колебаний приземного давления может быть резонансное возбуждение атмосферных колебаний под действием приливообразующей силы Солнца. Однако сейчас полагают, что ширина резонансной кривой слишком велика, чтобы периоды солнечных и луных гравитационных приливных волн были различимы. Обе волны усиливаются благодаря резонансу в несколько раз, однако термическое возбуждение должно быть главной причиной наблюдаемого эффекта.

Хотя лунные приливные волны с периодом 12 ч 26 мин не заметны на барограммах, их можно выделить только путем статистической обработки материала наблюдений. Амплитуда этих волн оказывается приблизительно в 15 раз меньше, чем амплитуда полусуточных колебаний.

Вблизи Земли амплитуды атмосферных приливных волн малы, но на больших высотах они становятся значительными. Достаточно иметь данные о ветре на высотах около 100 км за несколько дней, чтобы обнаружить отчетливо выраженный суточный ход ветра, в котором наиболее значительными являются суточные и полусуточные компоненты; амплитуды колебаний скорости ветра, вызванных приливными силами, здесь приблизительно в 100 раз превосходят амплитуды аналогичных волн у поверхности Земли.

Приливная структура ветра в верхней атмосфере обнаруживается также по электрическим токам, возникающим в ионосфере под действием динамо-эффекта. Эти токи в свою очередь вызывают суточные колебания напряженности геомагнитного поля, которые можно обнаружить по наземным наблюдениям. Приливные волны в поле ветра, вызванные притяжением Луны, растут по амплитуде с высотой, однако они гораздо слабее возмущений, обусловленных действием Солнца (приблизительно 2 и 20 м·с$^{-1}$ соответственно), и поэтому их не удается обнаружить, используя лишь ограниченные во времени материалы наблюдений за ветром. Тем не менее существование лунных приливных волн можно установить по вызываемым ими изменениям геомагнитного поля Земли, хотя и в этом случае для обнаружения приливных волн требуется провести статистический анализ данных наблюдений. См. *Ионосфера, Кратковременные геомагнитные вариации.*

Звуковые и инфразвуковые волны. Звуковые волны, возникающие в нижних слоях атмосферы, могут распространяться вверх; при условии непрерывности потока энергии можно было бы ожидать, что относительная амплитуда этих волн будет расти по мере распространения их в более разреженные слои верхней атмосферы. Однако вследствие того, что температура в верхней атмосфере выше, чем в нижних слоях, бóльшая часть энергии звуковых волн отражается обратно к земной поверхности и возникает явление, называемое аномальным распространением звука. Оно заключается в том, что движущиеся вверх звуковые волны от мощного источника (например, сильного взрыва) после изменения своего направления вновь достигают Земли в точках, находящихся за пределами области нормального распространения звука вдоль земной поверхности. Так возникает зона молчания, за которой звук от источника снова становится слышен в результате аномального распространения волны.

Звуковые или инфразвуковые волны (частоты которых слишком низки, для того чтобы они воспринимались человеческим ухом), порождаемые грозовыми разрядами, рассматривались как возможные источники энергии в верхней атмосфере, поскольку, распространяясь в более разреженные слои верхней атмосферы, они превращаются в ударные волны. Хотя эффект отражения, о котором говорилось выше, делает эту гипотезу маловероятной, она все еще остается предметом исследований. Недавно был получен энергетический спектр

звуковых колебаний, порождаемых грозовыми разрядами. Вблизи частоты 200 Гц в этом спектре располагается обширный максимум, но в инфразвуковой области роста энергии не наблюдается.

Иногда во время полярных сияний с помощью приборов, установленных на поверхности Земли, удавалось обнаружить инфразвуковые волны с периодом от 20 до 80 с, причем такие волны появлялись в среднем один раз в сутки. Возникновение этих волн, по-видимому, связано с движением неоднородностей полярных сияний со сверхзвуковой скоростью. И хотя с такой скоростью движется не атмосферный газ, а лишь заряженные частицы, создающие источник энергии для возникновения полярных сияний, тем не менее в результате действия этого механизма возбуждения должна возникнуть ударная волна. Полученные в результате наблюдений данные о направлении движения такого рода волн согласуются с гипотезой о природе источника полярных сияний, ибо преимущественное направление распространения волн совпадает с направлением, в котором перемещаются неоднородности полярного сияния. Амплитуды волн давления достигают 1 Н·м$^{-2}$.

Турбулентность. Тот факт, что в верхней атмосфере существует турбулентное движение, можно установить визуально при наблюдениях за конденсационными следами ракет или сохраняющимися в атмосфере в течение продолжительного времени метеорными следами. Рассеяние этих следов в верхней атмосфере выше 110 км происходит со скоростью, соответствующей молекулярной диффузии, однако на более низких уровнях наблюдаемая скорость рассеяния оказывается гораздо больше той, которую можно было бы отнести за счет молекулярной диффузии, и это избыточное рассеяние можно объяснить только наличием турбулентности. Более того, даже сам вид следов в атмосфере ниже 110 км говорит об их турбулентной природе, тогда как на больших высотах, где действует преимущественно механизм молекулярной диффузии, следы, как и следовало ожидать, имеют гладкую форму.

Причина возникновения турбулентных течений в верхних слоях атмосферы пока остается невыясненной. Повсюду над тропосферой атмосфера термодинамически устойчива по отношению к вертикальным смещениям, и для того чтобы турбулентность возникла и продолжала существовать, необходимо совершить работу против сил плавучести. Наиболее очевидным источником энергии в этом случае являются либо приливные волны, либо внутренние гравитационные волны со случайным периодом. Согласно одной из гипотез возникновения турбулентности в верхней атмосфере, сдвиг ветра, вызванный этими волнами, может быть настолько большим, что это приведет к нарушению устойчивости атмосферы и возникновению турбулентных движений. При этом в качестве соответствующего критерия развития турбулентности может быть выбрано условие, согласно которому число Ричардсона должно быть меньше некоторого критического значения. Число Ричардсона, по-существу, определяется отношением работы, совершаемой силами, обеспечивающими устойчивость движения (работы против сил плавучести, которую необходимо совершить для поддержания энергии турбулентных пульсаций), к работе дестабилизирующих сил, связанных со сдвигом ветра. Однако возможны случаи, когда конденсационные следы оказываются турбулизованными не только в областях с сильным сдвигом ветра, для которых выполняется вышеупомянутое условие. Другая гипотеза состоит в том, что временами амплитуды гравитационных волн могут стать настолько велики, что вследствие этого более холодный воздух окажется над более теплым слоем; иными словами, вертикальный градиент температуры оказывается сверхадиабатическим, что приводит к возникновению термической конвекции. Однако лежащее в основе этой теории предположение о существовании конвективно-неустойчивых узких слоев атмосферы не подтверждается наблюдениями за конденсационными следами в верхней атмосфере.

Сам факт существования турбулентных движений и связанного с ними турбулентного переноса не вызывает сомнений, хотя имеются трудности в определении источников энергии турбулентности и в объяснении физического механизма ее генерации. В дополнение к визуальным методам обнаружения турбулентных течений по конденсационным и метеорным следам, можно получить много информации о средней скорости турбулентного переноса путем исследования структуры метеорологических полей в верхних слоях атмосферы, поскольку их структура в известной мере зависит от интенсивности турбулентного переноса. Согласно этим исследованиям, коэффициент турбулентного обмена с высотой изменяется от 1 м^2·с$^{-1}$ непосредственно над тропопаузой до 10^3 м^2·с$^{-1}$ на высоте примерно 110 км. Выше этого уровня главную роль играет коэффициент молекулярной диффузии (уменьшение коэффициента турбулентного обмена на высотах более 110 км объясняется, по-видимому, интенсивным подавлением турбулентных вихрей молекулярными вязкостью и теплопроводностью).

Введение коэффициента турбулентного обмена дает возможность оценить интенсивность турбулентного переноса энергии, не определяя индивидуальных физических свойств вихрей. Согласно общепринятой точке зрения, более крупные вихревые образования разбиваются на вихри все меньших и меньших размеров, которые в конечном счете теряют свою энергию под действием сил молекулярной вязкости. Наиболее интенсивный перенос осуществляется самыми крупными вихрями. На основании наблюдений за конденсационными следами получено, что максимальный размер вихрей достигает приблизительно 100 м; при таких размерах вихрей скорость вихревых движений, необходимая для того, чтобы обеспечить наблюдаемую интенсивность перемешивания, должна составлять около 10 м·с$^{-1}$, а время существования наиболее крупных вихрей — несколько десятков секунд. См. *Метеорологические ракеты.*

Крупномасштабная циркуляция. Упорядоченные движения воздуха и метеорологически значимые возмущения прослеживаются до высот примерно 50 км. Выше основную роль играют внутренние гравитационные волны и атмосферные приливы. Циркуляция на высотах более 100 км не столь хорошо изучена, однако в этой части атмосферы отмечен ряд интересных явлений.

На больших высотах в зимнем полушарии над полярной областью атмосфера является столь же теплой, как и в низких широтах или в летнем полушарии. Это указывает на то, что на больших высотах в зимнем полушарии существует направленная к полюсу циркуляция, причем отсутствие притока тепла от Солнца компенсируется нагреванием за счет адиабатического сжатия при нисходящих движениях воздуха. Соответствующие вертикальные скорости могут быть не очень велики: около 0,1 см·с$^{-1}$ на высоте 50 км, 10 см·с$^{-1}$ на высоте 100 км и 1 м·с$^{-1}$ на высоте 150 км. Возникает также интересный побочный эффект, который заключается в том, что вследствие диффузионного разделения атмосферных примесей на высотах более 100 км в результате указанной циркуляции в полярной области зимнего полушария накапливаются более легкие атмосферные примеси. Это приводит к избыточной концентрации гелия над этой областью, причем концентрации этого газа над полярными областями зимнего и летнего полушарий различаются почти в 3 раза.

Наиболее заметной неоднородностью, наблюдаемой в высоких слоях атмосферы, является образование в послеполуденные часы области более плотного воздуха, которое связано с неравномерным нагреванием атмосферы солнечной радиацией. Наиболее высокая температура наблюдается на широте подсолнечной точки около 14 ч местного времени. В этом месте происходит значительное расширение атмосферных слоев при противодействующем влиянии силы тяжести. По наблюдаемому распределению плотности воздуха было рассчитано наиболее вероятное распределение воздушных течений с учетом сил Кориолиса, вязкости и ионного торможения; последнее обусловлено тем, что движущиеся нейтральные частицы испытывают столкновения с ионами, которые удерживаются магнитным полем Земли в более или менее стационарном положении. Вследствие эффекта торможения, которое препятствует развитию асимметрии движения, вызываемой силой Кориолиса, поле ветра приобретает довольно простую структуру в виде почти симметричного течения, направленного из области повышенной плотности воздуха на дневной стороне к области с минимальными значениями плотности, расположенной на ночной стороне земного шара. Этот минимум плотности или температуры должен был бы располагаться над полярным районом зимнего полушария, но он, по-видимому, смещается в более низкие широты на ночной стороне Земли вследствие переноса тепла направленными к полюсу воздушными течениями.[1] См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Фрэнсис С. Джонсон

Лит.: S. Chapman and R. S. Lindzen, *Atmospheric Tides, Thermal and Gravitational*, 1970; B. H. Haurwitz, Atmospheric tides, *Science*, 144: 1415—1422, 1964; C. O. Hines, Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, 38: 1441—1481, 1960; F. S. Johnson, Developments in upper atmospheric science during the ISQY, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 58: 2162—2174, 1967; J. E. Midgley and H. B. Liemohn, Gravity waves in a realistic atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 71: 3748—3749, 1966; F. Pasquill, *Atmospheric Diffusion*, 1975.

Доп. лит.: Ракипова Л. П., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы.— Л., 1975.

[1] Ночной минимум температуры в низких широтах определяется, скорее всего, отрицательной полуволной солнечного нагревания, имеющей максимум именно в низких широтах. (*Прим. ред. пер.*)

Дождевая тень

Область пониженного количества осадков, расположенная с подветренной стороны гор. Области дождевых теней существуют на восточных склонах прибрежных хребтов в штатах Вашингтон, Орегон и Калифорния, а также в еще более крупном регионе, в основном засушливом, к востоку от Каскадных гор и гор Сьерра-Невада. Количество осадков на севере побережья штата Орегон составляет примерно 2500 мм в год; к востоку от прибрежных хребтов, в долине р. Уилметт,— около 1000 мм, а восточнее Каскадных гор уменьшается до 250 мм. Все горы уменьшают количество осадков на подветренной стороне, но, если судить по годовым суммам осадков, дождевые тени иногда оказываются незаметными. Это наблюдается в том случае, когда влажный воздух приходит с разных направлений, как, например, в районе Аппалачей.

Причины образования дождевых теней следующие: 1) выпадение большей части осадков при поднятии воздуха по наветренной стороне гор; 2) отклонение или подпруживание потока влажного воздуха; 3) нисходящее движение на подветренных склонах, при котором воздух нагревается и его относительная влажность уменьшается. См. *Осадки, Чинук.*

Дж. Р. Фалкс

Загрязнение атмосферы

Изменение состава атмосферы при поступлении в нее примесей естественного или антропогенного происхождения. Большинство антропогенных примесей поступает в атмосферу вблизи

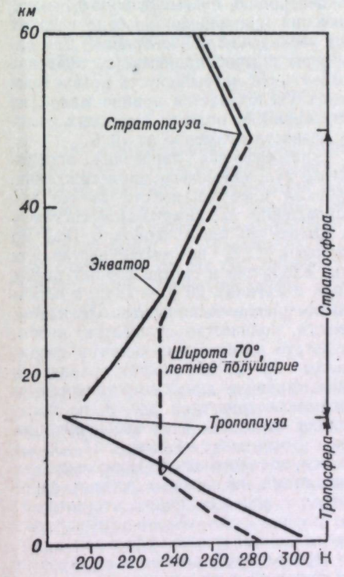


Рис. 1. Профиль изменения температуры атмосферы с высотой. (*Заимствовано из R. E. Newell, Radioactive Contamination of the Upper Atmosphere, in Progress in Nuclear Energy, ser. 12: Health Physics, vol. 2, p. 538, Pergamon Press, 1969*)

поверхности Земли или непосредственно с нее. В основном атмосфера быстро самоочищается от загрязнения, так как в тропосфере, ближайшей к поверхности Земли части атмосферы, температура быстро убывает с высотой (рис. 1), вызывая значительное вертикальное перемешивание; в ряде случаев с такими условиями связано выпадение конвективных осадков, также способствующих удалению примесей. Слои же интенсивной температурной инверсии, как, например, над районом Лос-Анджелеса, могут привести к весьма нежелательным последствиям. См. *Атмосфера, Тропосфера.*

В стратосфере, т. е. выше уровня температурного минимума (тропопаузы), температура либо постоянна, либо возрастает с высотой, что позволяет охарактеризовать стратосферу в целом как устойчивый инверсионный слой. Поэтому вертикальное перемешивание в стратосфере, а следовательно, и самоочищение происходят значительно слабее, чем в тропосфере. Примеси, находящиеся на некоторой высоте, могут оставаться вблизи этой высоты в течение нескольких лет. Тот факт, что скорость самоочищения сравнительно застойной стратосферы меньше, чем турбулентной тропосферы, вызывает известное беспокойство, поскольку примеси, попавшие в стратосферу, воздействуют на людей и обитаемую окружающую среду ничуть не меньше, чем при их выбросе в тропосферу. См. *Стратосфера, Тропопауза.*

Все вещества, находящиеся в воздухе в жидком, твердом или газообразном состоянии, существуют в атмосфере в определенных изменяющихся количествах. К примесям естественного происхождения относятся частицы солей из океанов или пыль и газы из действующих вулканов, а антропогенного происхождения — газы и дымы, выбрасываемые промышленностью, коммунальными и бытовыми источниками, автотранспортом, а также самолетами и ракетами. Не менее важны и некоторые газообразные фторуглеродные соединения, широко применяемые в качестве хладоагентов, пропеллентов для изделий в аэрозольной упаковке и для других целей. Пыльца, споры, а также ржавчина и грязь, образующиеся в процессе хозяйственной деятельности человека, также участвуют в аэрозольном загрязнении воздуха. См. *Смог, Химия атмосферы.*

Типы источников. Классификация источников может быть различной. Часто их делят на стационарные (тепловые электростанции, установки для сжигания мусора, промышленные предприятия и др.) и движущиеся (автотранспорт, самолеты, ракеты и др.). В другой классификации рассматриваются источники точечные (отдельная труба), линейные (линия из труб) и площадные (город). По характеру выбросов различают: газы (например, окись углерода) или частицы (дымы, пестициды, капли аэрозоля); неорганические (фтористый водород) или органические (меркаптаны) примеси; окислители (например, озон) или восстановители (например, сернистый и азотистый ангидрид); радиоактивные (йод-131) или инертные (пыльца, летучая зола) вещества; говорят также о тепловом загрязнении, имея в виду, например, тепло, поступающее от атомных электростанций.

Атмосферные примеси образуются различными путями и поступают от самых разнообразных источников, которые трудно идентифицировать полностью. По оценкам, в Соединенных Штатах 60 % загрязняющих атмосферу веществ поступает от автотранспорта, а 14 % — от установок, генерирующих электроэнергию, около 17 % от промышленности, а оставшиеся 9 % от теплоцентралей и установок для сжигания мусора. Применение пестицидов, проведение сельскохозяйственных работ и перевозки способствуют усиленному поступлению в атмосферу мелких твердых частиц, ржавчины, грязи, пыльцы и спор (последние часто называют аэроаллергенами, так как многие из них могут вызывать аллергические реакции).

В Соединенных Штатах годовой выброс многих загрязняющих веществ очень велик (рис. 2). При этом на автотранспорт приходится около 60 % общего выброса, в том числе практически вся окись углерода, две трети углеводородов, половина окислов азота и значительно меньший процент других веществ.

Загрязнение стратосферы. Непосредственно в стратосферу примеси поступают от высоко летящих самолетов (например, сверхзвуковых), при мощных ядерных взрывах и извержениях вулканов. Имеются также естественные и искусственные источники газов, диффундирующих в стратосферу из тропосферы. В табл. 1 приведены суммарные выбросы газов и частиц, поступающих в атмосферу от естественных источников, а также их возможное увеличение за счет выбросов высоко летящих самолетов (в предположении, что они расходуют $2 \cdot 10^{11}$ кг топлива в год). Такое увеличение особенно заметно для NO, NO_2, HNO_3 и SO_2 и может привести к отрицательному воздействию на окружающую среду.

Среди антропогенных примесей, диффундирующих в стратосферу из тропосферы, особого внимания заслуживают галогенизированные углеводороды, в частности дихлордифторметан (CF_2Cl_2) и трихлорфторметан ($CFCl_3$) — газы, которые используются как хладоагенты, а также как пропелленты в многочисленных так называемых аэрозольных баллонах для дезодорантов, пестицидов и т. д. Среднее время жизни этих газов примерно 1000 лет и более (время жизни определяется как промежуток времени, в течение которого концентрация вещества уменьшается до 1/*e*, т. е. примерно до 1/3 первоначального значения). Галогенизированные углеводороды, из-

вестные также как фторуглеродные соединения, или фреоны, применяются в широких масштабах. Так, мировое производство $CFCl_3$ в 1973 г. выросло на 11 % по сравнению с 1972 г. и составило $770 \cdot 10^6$ кг. Почти все используемые человеком галогенизированные углеводороды в конечном счете попадают в атмосферу.

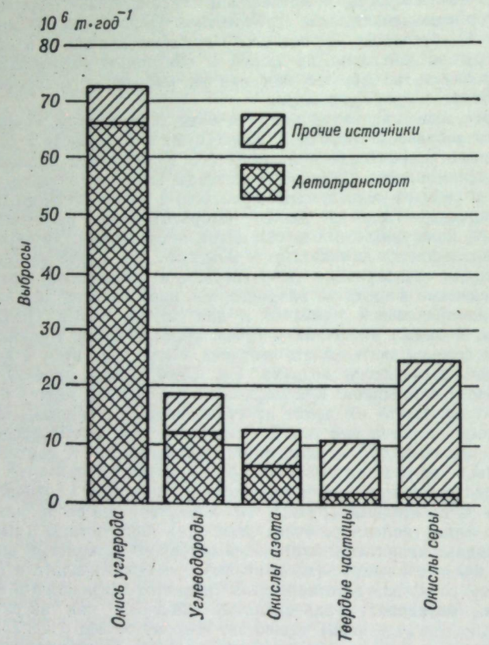


Рис. 2. Вклад выбросов автотранспорта в суммарный выброс пяти основных загрязняющих атмосферу веществ в США.

Таблица 1. Естественный стратосферный фон некоторых атмосферных примесей в слое 13—24 км и его увеличение за счет выбросов авиации

Примесь	Массовое отношение смеси	Естественное содержание, кг		Возрастание за счет выбросов авиации, %
		по Оливеру [1]	по Пенндорфу [2]	
CO_2	$480 \cdot 10^{-6}$	$500 \cdot 10^{12}$	$480 \cdot 10^{12}$	0,1
H_2	$2{,}7 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{12}$	$2{,}7 \cdot 10^{12}$	9
CH_4	$0{,}55 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{12}$	$0{,}55 \cdot 10^{12}$	0,02
CO	$(0{,}05—0{,}1) \cdot 10^{-6}$	$30 \cdot 10^9$	$5—10 \cdot 10^{10}$	0,6—1,2
NO	$0{,}5 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^9$	$0{,}52 \cdot 10^9$	100
NO_2	$1{,}6 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^9$	$1{,}8 \cdot 10^9$	100
HNO_3	$4 \cdot 10^{-9}$	$<10^{10}$	$3{,}6 \cdot 10^9$	85
SO_2	$1 \cdot 10^{-9}$	$4 \cdot 10^9$ (?)	$1{,}4 \cdot 10^9$	10—40
Аэрозоль (диаметр $\alpha >$ >0,1 мкм)	$2 \cdot 10^{-9}$	$0{,}3 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$	10

[1] Оценка по R. Oliver. Institute for Defense Analyses, 1974.
[2] Оценка по R. Penndorf. *CIAP Atmospheric Monitoring and Experiments, The Programm and Results*, DOT-TST-75-106, p. 4—7, 1975.

Закись азота (N_2O) и галогенизированные углеводороды достигают верхних областей стратосферы, где они под действием солнечной радиации фотодиссоциируют с образованием окиси азота (NO) и хлора (Cl). При этом NO и Cl реагируют с озоном в соответствии со следующими уравнениями:

$$N_2O + O \rightarrow 2NO, \quad (1)$$

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2, \quad (2)$$

$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2, \quad (3)$$

$$CFCl_3 + h\nu \text{ (солнечная энергия)} \rightarrow CFCl_2 + Cl, \quad (4)$$

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2, \quad (5)$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2. \quad (6)$$

В результате в присутствии NO и Cl озон разрушается, в то время как NO и Cl сохраняются. Стратосферный озон играет роль фильтра солнечной ультрафиолетовой (УФ) радиации. Убывание его концентрации приводит к возрастанию УФ радиации, приходящей на поверхность Земли. Расчеты показывают, что внесение в год на высоте 17 км $2 \cdot 10^9$ кг NO_x, где $NO_x = NO + NO_2$, вызовет уменьшение общего содержания озона примерно на 3 %. Это в свою очередь приведет к возрастанию на 6 % вертикального потока УФ радиации на поверхность Земли. Такое возрастание УФ радиации может отрицательно сказаться на людях и растительности. См. *Атмосферный озон.*

Соотношение SO_2—аэрозоль—климат. Как видно из табл. 1, выхлопные газы авиационных двигателей содержат SO_2, причем эти выбросы могут увеличить естественный фон SO_2 на 10—40 % — величину заметную, хотя и малую по сравнению с возможным увеличением на 10^4 % при вулканических извержениях. Повышение концентрации SO_2 за счет ожидаемого роста интенсивности полетов к концу нашего столетия может в свою очередь привести к значительному увеличению количества аэрозольных частиц.

Почему столь важны частицы? Они рассеивают и поглощают в определенных диапазонах длин волн солнечную радиацию, вследствие чего влияют на радиационный баланс системы Земля—атмосфера, а в конечном счете — на климат подстилающей поверхности. Частицы, образующиеся за счет авиационных выбросов, могут увеличить оптическую толщину стратосферы, приходящую и уходящую инфракрасную радиацию и альбедо Земли. Среднее глобальное альбедо системы Земля — атмосфера составляет, по измерениям, 28 % с возможными короткопериодными вариациями неизвестной, но малой амплитуды. Расчеты показывают, что в 10-км слое на высоте 15—25 км добавление частиц с концентрацией 0,1 мкг·м$^{-3}$ (это для всей Земли эквивалентно добавке $5{,}1 \cdot 10^8$ кг частиц, т. е. около 20 % от их естественного фонового количества) вызывает возрастание альбедо примерно на 0,05 % (от 28 до 28,05 %) для низких широт в течение всего года и для высоких широт летом. Для высоких широт с сентября по февраль альбедо растет на 0,1—0,15 %. Если добавляемый аэрозоль имеет концентрацию, превышающую 0,1 мкг××м$^{-3}$, то приведенные значения приращения альбедо следует увеличить пропорционально увеличению концентраций. Для оптической толщины стратосферы обычно принимается значение 0,02. Пока сохраняется современная интенсивность дозвуковых полетов, оптическая толщина увеличивается крайне мало (на 10^{-4}), но при большой интенсивности полетов высотных самолетов (табл. 1) она может возрасти примерно на 10 %.

Химия естественных стратосферных аэрозолей определяется сульфатами, вероятно, вулканического происхождения, концентрирующимися в тонком слое на высоте 15—25 км. Кейдл привел данные наблюдений за химическим составом стратосферных частиц на высоте 20 км в период с 1969 по 1973 г. Согласно этим данным, 48 % их массы составляли сульфаты, 24 % — элементы, входящие в состав горных пород (кремний, алюминий, кальций и магний), 20 % — хлор, а оставшиеся 8 % приходились на все прочие компоненты. По наиболее пессимистическим оценкам, количество сульфатов, вносимых в стратосферу в результате интенсивных полетов сверхзвуковых самолетов на высоте 18—20 км, может сравняться с естественно существующим. Влияние динамики стратосферы на распределение аэрозолей иллюстрируется рис. 3, из которого видна тесная корреляция аэрозоле- и озоносодержащих слоев на высоте около 15 км. Более того, на высоте 15—20 км возрастает и отношение смеси водяного пара. Поскольку химическая связь между веществами, из которых состоят аэрозоли, а также между озоном и водяным паром отсутствует, остается заключить, что данные рис. 3 свидетельствуют в пользу преобладающей роли динамических эффектов.

Загрязнение нижней стратосферы выхлопными газами двигателей авиационного и автомобильного транспорта может значительно увеличить ее оптическую толщину в видимой области солнечного спектра, которая в естественных условиях равна примерно 0,02. Возрастание оптической толщины примерно в той же пропорции приводит к уменьшению солнечной радиации — главного источника нагревания атмосферы. Этот эффект эквивалентен уменьшению солнечной постоянной. Такое уменьшение должно производиться в зависимости от высоты солнца. Для солнца в зените оно эквивалентно увеличению оптической толщины, а для соответствующего высоким широтам зенитного угла 60° — удвоенному увеличению. Чувствительность тропосферы к изменению солнечной постоянной изучал Маккракен. В расчетах 10 %-ное уменьшение солнечной постоянной приводило к уменьшению средней температуры

от 3 °С на экваторе до 10 °С в зоне от 40° ш. до полюса. При этом сумма осадков уменьшалась в основном за счет летних месяцев. В то же время толщина снежного покрова увеличивалась, а его зимняя граница сдвигалась примерно на 3° в сторону низких широт.

Согласно этим расчетам, возрастание солнечной постоянной на 13 % приводит к повышению средней годовой температуры на 2—5 °С на всех широтах. Как показано на рис. 4, сумма осадков при этом возрастает. Однако относительная влажность, а следовательно, и облачность несколько уменьшаются. Уменьшается также и суммарное выпадение снега, причем граница снежного покрова сдвигается на 10° в направлении высоких широт, и происходит интенсивное таяние полярных шапок льда. При удвоении оптической толщины стратосферы количество жидких и твердых осадков изменяется примерно на порядок меньше, чем показано на рис. 4.

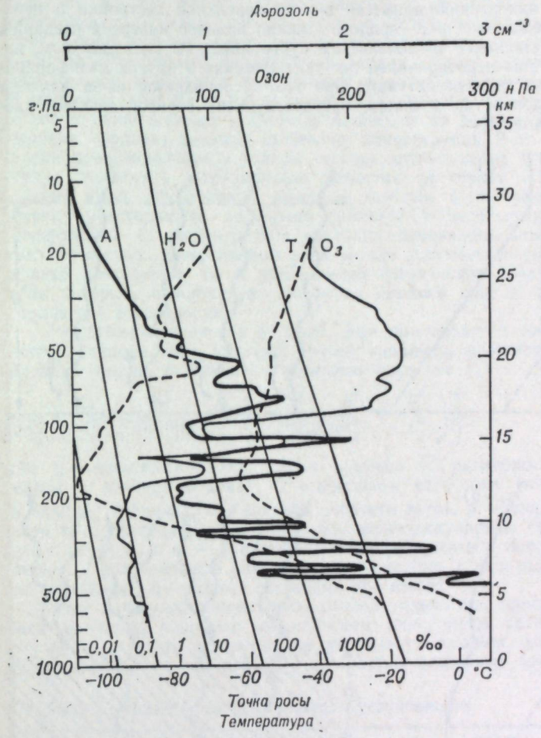


Рис. 3. Одновременно измеренные вертикальные профили озона (O_3), водяного пара (H_2O) и температуры (T) в Ларами 16 мая 1962 г. Аэрозольное зондирование (A) было проведено примерно на 5 ч раньше. (*Из T. J. Pepin, J. M. Rosen and D. H. Hoffman, The University of Wyoming Global Monitoring Program, in Proceedings of the AIAA/AMS International Conference on the Environmental Impact of Aerospace Operations in the High Atmosphere, AIAA Pap, N 73-521, 1973*)

Сглаженные кривые — изолинии отношения смеси для водяного пара (‰).

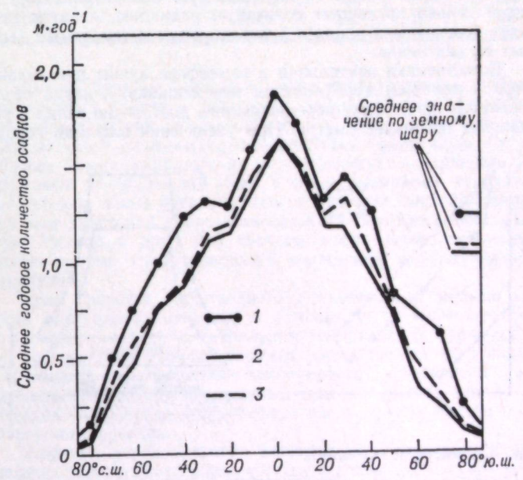


Рис. 4. Распределение суммы осадков по широтам. (*Из M. C. MacCracken in Report of Findings: Effects of Stratospheric Pollution by Aircraft, DOT-TST-75-50, 1974*)

1 — контрольный расчет, *2* — увеличение содержания аэрозоля в 10 раз, *3* — уменьшение солнечной постоянной на 3 %.

Стоки. Сток определяется как процесс, в результате которого газы или частицы удаляются из заданного объема атмосферы. Различаются химические стоки, т. е. связанные с гомогенными и гетерогенными (на границе газ—жидкость или газ—твердое тело) реакциями, и динамические, обусловленные переносом примесей, их диффузией, гравитационным оседанием или вымыванием осадками.

К наиболее важным примесям в стратосфере относятся NO_2, Cl и SO_2. Стоком для NO_2 служит химическая реакция, в которой NO_2 образует комплекс с гидроксилом OH — производной воды (H_2O), присутствующей в стратосфере в концентрациях порядка одна часть на миллион (млн$^{-1}$). В результате этой реакции получается азотная кислота (HNO_3).

Сернистый газ (SO_2) химически реагирует с кислородом, водой и ее производными (OH, HO_2), образуя H_2SO_4. Затем молекулы воды поглощаются H_2SO_4, образуя кластер $nH_2O \cdot (H_2SO_4)$, где коэффициент n примерно равен двум. Агрегаты этих полимолекул, быстро растущие с каждым последующим столкновением, в конечном счете становятся аэрозолями. Если их диаметр больше 0,1 мкм, то они рассеивают солнечный свет в видимой части спектра.

Хлор (Cl) химически реагирует с кислородом и водой, образуя Cl, ClO и HCl. В стратосфере в этих реакциях вещества участвуют в таких малых концентрациях, которые в настоящее время измерить достоверно нельзя. В тропосфере основные стоки связаны с диффузией, переносом примесей и вымыванием их осадками. Химические реакции в тропосфере в общем менее активны, чем в стратосфере.

Рассеивание. Распространение загрязняющих веществ зависит от атмосферных условий. Ветры переносят и рассеивают примеси, осадки вымывают их на подстилающую поверхность, а при безоблачном небе солнечная радиация может вызывать фотохимические реакции. На загрязнение воздуха в первую очередь влияют направление и скорость ветра, а также турбулентность. Направлением ветра определяется, в какую область попадут переносимые в атмосфере примеси. При сохранении прочих факторов постоянными степень разбавления примесей, поступающих из источника, прямо пропорциональна скорости ветра, которая определяет также интенсивность динамической турбулентности, генерируемой при обтекании воздушным потоком таких препятствий, как деревья и здания.

Турбулентная диффузия, связанная с турбулентным характером воздушного потока, является в тропосфере основным фактором, обеспечивающим перемешивание примеси; по сравнению с ней молекулярная диффузия пренебрежимо мала. Наряду с динамической турбулентностью в неустойчивых слоях атмосферы возникает также термическая турбулентность. Наиболее активно термическая турбулентность и связанное с ней интенсивное перемешивание развиваются в ненасыщенных водяным паром слоях, в которых скорость понижения температуры с высотой больше 1 °С на 100 м (сухоадиабатический градиент температуры). Если температура понижается с меньшей скоростью, атмосфера несколько более устойчива, а турбулентность и перемешивание менее интенсивны, чем это было бы возможно за счет влияния динамических факторов. Если же температура с высотой повышается (соответствующие условия, обозначаемые обычно термином «инверсия», имеют место, например, в стратосфере), то атмосфера устойчива и вертикальная турбулентность и перемешивание почти полностью подавлены, хотя горизонтальная турбулентность может быть еще заметной. См. *Инверсия температуры.*

Инверсии. Осадки, туман и солнечная радиация — это метеорологические факторы второго порядка с точки зрения их влияния на загрязнение воздуха. Падающие дождевые капли могут собирать частицы радиусом более 1 мкм или поглощать

более мелкие частицы и газы, а затем доставлять их на землю. Туманы могут влиять на течение химических реакций: нейтрализующие катионы в каплях тумана или следы аммиака (NH_3) в воздухе действуют как катализаторы и увеличивают скорость реакций, приводящих к быстрому окислению двуокиси серы (SO_2) в каплях тумана. Оценки показывают, что для сильно загрязненного городского воздуха, содержащего NH_3, окисление SO_2 до сульфата аммония $(NH_4)_2SO_4$ в каплях тумана радиусом 10 мкм происходит полностью за 1 ч. При солнечном свете велика вероятность фотохимического окисления углеводородов. В спектре большинства углеводородов отсутствуют полосы поглощения, соответствующие прямым фотохимическим реакциям; если в атмосфере присутствует двуокись азота (NO_2), то она действует как катализатор, который сильно поглощает солнечную радиацию, а затем переносит энергию излучения к углеводородам и тем самым вызывает их окисление.

Естественная вентиляция в атмосфере лучше при сильном ветре и хорошем турбулентном перемешивании, когда объем, в котором происходит перемешивание, достаточно велик и разбавление протекает быстро. При увеличении площади городов

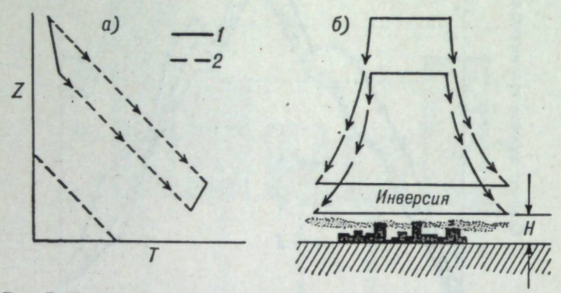


Рис. 5. Инверсия оседания.

а — температура T как функция высоты Z до и после сухоадиабатического опускания воздуха (*1*) и сухоадиабатическое изменение температуры с высотой (*2*); *б* — инверсия ограничивает высоту слоя перемешивания H над городом.

область загрязненного воздуха также увеличивается. Большой город удобно рассматривать как единый обширный площадной источник загрязнения. В таком случае скорость естественной вентиляции города зависит от двух основных факторов: скорости ветра и объема перемешивания. Активное перемешивание по вертикали часто ограничивается запирающим слоем, связанным с очень устойчивой приподнятой инверсией температуры. Протяженность по вертикали области активного перемешивания, т. е. «высота перемешивания», определяет объем перемешивания для города. Количество воздуха, протекающего через объем перемешивания в единицу времени, и определяет скорость естественной вентиляции города. Задача прогноза загрязнения воздуха исключительно сложна, поскольку высота перемешивания очень редко остается постоянной достаточно длительное время. Некоторые из факторов, вызывающих ее изменение, перечисляются ниже.

Ночью при ясном небе и слабом ветре поверхность Земли теряет тепло за счет излучения в пространство длинноволновой радиации. В результате почва выхолаживается и формируется приземная радиационная инверсия. Эта инверсия подавляет перемешивание, что приводит к накоплению загрязняющих веществ. Нагревание почвы солнечной радиацией вызывает изменение знака температурного градиента, который может превысить сухоадиабатический градиент. При этом образуется неустойчивый слой, в котором усиливается активное перемешивание.

Перемешивание может перенести вниз примеси из слоя приподнятой инверсии и вызвать временной пик приземных концентраций (процесс, известный как задымление при разрушении слоя инверсии). К полудню нижняя граница инверсии достигает максимальной за сутки высоты, а приземные концентрации имеют тенденцию к уменьшению за счет улучшения естественной вентиляции. Вечером градиент температуры становится устойчивым, что может привести к новому накоплению примесей.

Инверсия оседания. Накопление примеси в течение длительных периодов времени особенно вероятно при наличии устойчивой приподнятой инверсии. К такому типу, в частности, относится инверсия оседания, формирующаяся при опускании и вертикальной конвергенции воздуха в антициклоне (рис. 5). Объем воздуха, опускающегося с высоких уровней, дивергирует (растягивается) по горизонтали и, следовательно, конвергирует (сжимается) по вертикали, нагреваясь при перемешивании в соответствии с сухоадиабатическим градиентом (1 °С на 100 м). На рис. 5 *а* показано, как в результате этого процесса может образоваться инверсия на нижних уровнях. При этом из рис. 5 *б* видно, что инверсия оседания ограничивает по вертикали высоту слоя перемешивания H, приводя к накоплению примесей внутри городской застройки и непосредственно над городом. Именно наличие инверсии оседания, связанной с тихоокеанским субтропическим антициклоном, является первопричиной лос-анджелесских и других калифорнийских смогов; ситуация при этом усугубляется из-за влияния склонов гор и долин, препятствующих горизонтальному рассеиванию.

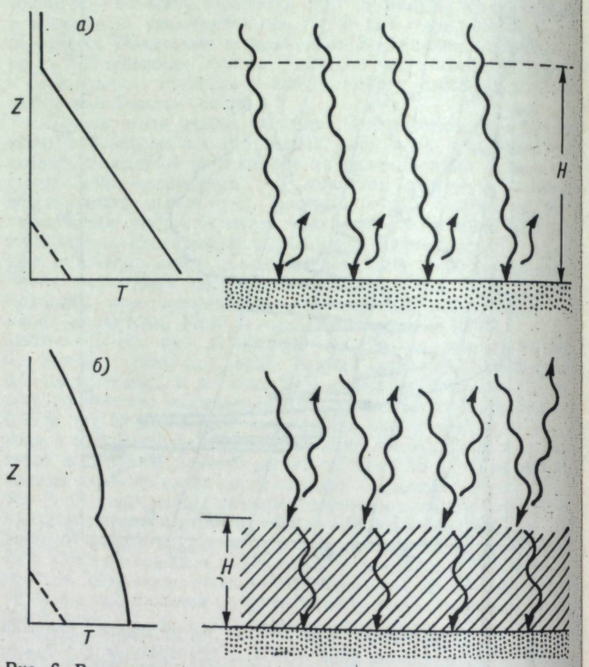


Рис. 6. Высота слоя перемешивания H без тумана (*а*) и при наличии тумана (*б*).

Усл. обозначения см. рис. 5. Стрелками показаны приходящая от Солнца и отраженная радиация.

Туманы. Наиболее опасное загрязнение воздуха возникает в случаях, когда при наличии инверсии оседания, соответствующей слабо движущемуся или стационарному антициклону, развивается туман. Все случаи катастрофического загрязнения воздуха, включая упомянутые в следующих разделах, имели место при устойчивом тумане в продолжительных застойных антициклонических условиях. Причины такого отрицательного влияния тумана поясняет рис. 6. При отсутствии тумана (рис. 6 *а*) солнечная радиация прогревает почву, и в результате формируется сухоадиабатический или превышающий его градиент температуры. Такие условия соответствуют хорошему перемешиванию и, следовательно, большим значениям высоты слоя перемешивания H. В то же время при наличии слоя тумана (рис. 6 *б*) свыше 70 % солнечной радиации, попадающей на его верхнюю границу, отражается вверх и только незначительная ее часть тратится на нагревание тумана и поверхности почвы. При характерном для антициклонической погоды безоблачном небе происходит процесс передачи тепла в более высокие слои атмосферы с верхней границы слоя тумана, которая в радиационном отношении действует как перенесенная наверх поверхность Земли. В эти слои уходит больше тепла, чем приходит от Солнца, так что над туманом развивается инверсия, сохраняющаяся в любое время суток до тех пор, пока антициклон не переместится или не разрушится. В загрязненном воздухе капельки тумана могут содержать растворенные кислоты и соли. Насыщающее давление водяного пара для таких капелек может уменьшиться до 90—95 % соответствующего значения для чистой воды, так что смог становится еще более устойчивым, чем в случае, если бы туман оставался состоящим из чистой воды. Катастрофические концентрации за этот счет могут накапливаться в условиях тумана более длительное время.

Теплые фронты. Другой важный тип приподнятых инверсий связан со слабо движущимися теплыми фронтальными поверхностями. Рассмотрим два города, один из которых (*A*) лежит с юго-западной, а другой (*B*) с северо-восточной стороны от теплого фронта, протянувшегося с юго-востока на северо-запад (и движущегося в северо-восточном направлении). Город *B* лежит в холодной воздушной массе, а над ней располагается теплый фронтальный воздух. Таким образом, над городом образуется приподнятая фронтальная инверсия. В холодном воздухе ниже этой инверсии выбросы из города *B* могут накапливаться и затем переноситься на далекие расстояния, создавая большие приземные концентрации. В то же время преобладающие в теплом секторе юго-западные ветры будут переносить загрязняющие вещества из города *A* на уровни выше фронтальной инверсии, которая будет эффективно предотвращать диффузию примесей к подстилающей поверхности. В рассмотренной ситуации проявилось важное обстоятельство: инверсионный слой может способствовать не только увеличению, но и уменьшению загрязнения воздуха, если инверсия препятствует диффузии примеси вниз к подстилающей поверхности.

Рассеивание выбросов из труб. Для приподнятого точечного источника типа дымовой трубы, например, рассеивание примеси удобно описывать с помощью формулы (7)

$$\chi = \frac{Q}{\pi\sigma_y\sigma_z\bar{u}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y^2}{\sigma_y^2}+\frac{h^2}{\sigma_z^2}\right)\right], \qquad (7)$$

где χ — приземная концентрация примеси (с размерностью массы в единице объема), Q — мощность источника (масса в единицу времени), $\bar{u}$ — средняя скорость ветра, y — координата в горизонтальном направлении, перпендикулярном среднему ветру; σ_y и σ_z — диффузионные коэффициенты в направлениях y и z, имеющие размерность длины (ось z направлена по вертикали), h — высота источника над землей.

Этой формулой можно пользоваться только при простейших условиях, например при плоском однородном рельефе местности, достаточно удаленной от холмов, склонов, долин и береговой линии. В табл. 2 перечислены различные метеорологические классы («классы устойчивости»), а в табл. 3 — значения диффузионных коэффициентов, соответствующих каждому классу. Нужно отметить, что эти значения зависят от того, для какого расстояния от источника рассчитываются концентрации. Ряд других формул используется для более сложных условий рельефа и метеорологических ситуаций.

Таблица 2. Метеорологические классы устойчивости

Скорость приземного ветра, м·с$^{-1}$	Дневная инсоляция			Ночные условия	
	сильная	умеренная	слабая	тонкая сплошная облачность или облачность ⩾4/8	облачность ⩽3/8
<2	*A*	*A—B*	*B*	—	—
2	*A—B*	*B*	*C*	*E*	*F*
4	*B*	*B—C*	*C*	*D*	*E*
6	*C*	*C—D*	*D*	*D*	*D*
>6	*C*	*D*	*D*	*D*	*D*

Примечания: 1. *A* — крайне неустойчивые условия; *B* — умеренно неустойчивые условия; *C* — слабо неустойчивые условия; *D* — безразличная стратификация (соответствует также сильной сплошной облачности в любое время суток); *E* — слабо устойчивые условия; *F* — умеренно устойчивые условия.— 2. Балл облачности определяется как часть площади неба, ограниченной местной видимой линией горизонта, которая покрыта облаками.

Процессы естественного самоочищения. Среди путей удаления примесей из атмосферы следует упомянуть вымывание, поглощение примеси облаками, гравитационное осаждение и турбулентное выпадение на подстилающую поверхность. Вымывание — это процесс, при котором примесь захватывается водяными каплями, пролетающими через загрязненный слой воздуха, и удаляется из атмосферы; в случае поглощения примеси облаками она соединяется с облачными капельками, которые позднее могут превратиться в осадки.

Таблица 3. Значения диффузионных коэффициентов (м)

Расстояние до источника, м	Метеорологические классы устойчивости					
	A	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*
$\sigma_y \cdot 10^2$	22	16	12	8	6	4
10^3	210	150	105	75	52	36
10^4	1 700	1300	900	600	420	360
10^5	11 000	8500	6300	4100	2800	2000
$\sigma_z \cdot 10^2$	14	11	7,6	4,8	3,6	2,2
10^3	500	120	70	32	24	14
10^4	—	—	420	140	90	46
10^5	—	—	2100	440	170	92

Гравитационное осаждение существенно главным образом для крупных частиц с диаметром больше 20 мкм. Объединение мелких частиц может привести к образованию крупных, которые затем осаждаются под действием гравитации. Мелкие частицы также выпадают на подстилающую поверхность под действием центробежной силы в очень маленьких турбулентных вихрях. Газы превращаются в твердые частицы, например, под действием солнечного света (в Лос-Анджелесе, Денвере, Мехико и др.). Эти частицы могут затем также удаляться за счет гравитационного осаждения и турбулентного выпадения.

Если скорость естественного самоочищения меньше скорости поступления примесей в атмосферу, то возможен рост загрязнения воздуха в глобальном масштабе. В подтверждение сошлемся на продолжающееся уже с начала века слабое возрастание концентрации атмосферного углекислого газа, вызванное сжиганием ископаемого топлива. Может также увеличиться содержание в тропосфере очень мелких частиц и газообразных фреонов.

Эффекты стратосферного загрязнения. Загрязнение стратосферы окисью азота вызывает уменьшение содержания стратосферного озона, что ведет к нежелательным биологическим эффектам, таким, например, как рак кожи. Происходит это в два этапа: 1) уменьшение содержания озона в стратосфере вызывает возрастание УФ радиации, приходящей к поверхности Земли; 2) возросшая УФ радиация усиливает нормальные биологические эффекты естественной радиации.

Биологический ущерб. Для первого этапа легко оценивается соотношение между уменьшением стратосферного озона и возрастанием потока солнечного ультрафиолета, вызывающего солнечные ожоги и, вероятно, рак кожи. При этом расчет должен проводиться для диапазона ультрафиолета 290—320 нм, средних широт (где летом солнце стоит высоко над головой, т. е. появляется опасность возникновения рака кожи) и незначительного уменьшения озона. Для таких условий процент возрастания потока солнечного ультрафиолета примерно в два раза больше процента уменьшения содержания озона.

Второй этап, т. е. оценка количества случаев рака кожи, вызванных увеличением УФ радиации, включает поддержанное рядом научных доказательств, но не проверенное в экспериментах на людях предположение, что рак кожи у людей вызывается облучением УФ радиацией тех же самых длин волн (290—320 нм), которые вызывают и эритему (солнечный ожог), и что относительная канцерогенная эффективность различных длин волн совпадает с их эффективностью при солнечном ожоге. Оценки биологического ущерба людям от облучения УФ радиацией основываются на выводах из статистики эпидемиологических обследований населения и лабораторных экспериментов на животных. Немеланомный рак кожи, который почти никогда не приводит к летальному исходу, если оказана правильная и своевременная помощь, появляется главным образом на облучаемых солнцем участках кожи, в частности на лице и руках. У проживающих в Соединенных Штатах белокожих кавказцев, например, он встречается довольно часто — примерно у 250 из 100 тыс. человек. Заболеваемость немеланомным раком кожи коррелирована с широтой места и, следовательно, с солнечной радиацией, включающей поток ультрафиолета (так как солнечная радиация определяется широтой).

Климатические изменения. Загрязнение стратосферы может повлечь за собой также цепь климатических причинно-следственных изменений, в которой содержащиеся в выбросах авиационных двигателей двуокись серы (SO_2) и в несколько меньшей степени водяной пар (H_2O) и окислы азота (NO_x) влияют на климатические характеристики, такие, как темпе-

ратура, ветер и осадки. Если в стратосферу введено достаточное количество частиц диаметром более 0,1 мкм, то они могут изменить радиационный перенос тепла в системе Земля—Солнце и тем самым повлиять на климат. Частицы такого размера образуются в результате трансформации некоторых компонентов выбросов авиационных двигателей, в частности SO_2. При существенном увеличении в будущем интенсивности стратосферных полетов рост числа частиц, образующихся из SO_2, может представлять серьезную проблему, если не принять специальные меры по значительному сокращению содержания серы в используемом топливе.

Климатическую причинно-следственную цепь можно представить следующим образом. Попавший в стратосферу сернистый газ взаимодействует с водяным паром, содержащимся в большом количестве в выхлопных газах авиационных двигателей, причем образуются твердые частицы серной кислоты, достигающие размера более 1 мкм. Эти частицы рассеиваются в стратосфере в основном в том полушарии, где они были выброшены, и сохраняются до трех лет (в зависимости от их высоты).

Влияние самолетных выбросов SO_2 можно оценить с помощью табл. 4, в которой степень непрозрачности стратосферы для солнечного света характеризуется ее оптической толщиной. Естественная оптическая толщина стратосферы составляет примерно 0,02, что соответствует уменьшению солнечного света и потока тепла при прохождении через стратосферу на 2 %.

Таблица 4. Расчетное увеличение оптической толщины стратосферы в результате полета 100 самолетов

Тип дозвуковых самолетов [1]	Потребляемое топливо, [2] кг·год$^{-1}$	Высота, км	Максимальный EI для SO_2, [3] г на 1 кг топлива	Процент изменения оптической толщины стратосферы τ_* в северном полушарии	
				без ограничения выбросов	при сокращении в будущем EI до $^1/_{20}$ от выброса современных самолетов
707/DC-8	$1 \cdot 10^9$	11	1	0,023	0,0012
DC-10/L-1011	$1{,}5 \cdot 10^9$	11	1	0,032	0,0016
747	$2 \cdot 10^9$	11	1	0,044	0,0022
747-SP	$2 \cdot 10^9$	13,5	1	0,10	0,0050

[1] В современной дозвуковой авиации используются 1217 самолетов типа 707/DC-8, 232 самолета типа DC-10/L-1011 и 232 самолета типа 747, летающих на средней высоте 11 км и вызывающих, по оценкам, возрастание оптической толщины атмосферы на 0,5 %.

[2] Предполагается, что дозвуковые самолеты находятся в полете на большой высоте 5,4 ч в сутки в течение 365 дней в году.

[3] EI — эмиссионный индекс, который определяется как масса примесей (г), выбрасываемых в атмосферу при потреблении 1 кг топлива.

Современные дозвуковые полеты примерно 1700 самолетов, летающих в настоящее время в нижней стратосфере, связаны со сжиганием $2 \cdot 10^{10}$ кг топлива в год. Согласно оценкам, за этот счет стратосферная оптическая толщина может увеличиться на 0,0001, т. е. на 0,5 % своего обычного значения.

Анализ исторических данных показывает, что изменчивость температуры, вызванная естественными причинами, составляет заметную долю от 1 °С или даже от десятка градусов Цельсия. Межгодовая изменчивость достигает нескольких десятых градуса. Так, за период 1820—1940 гг. произошло потепление на $^1/_2$ °С, а в течение 1940—1960 гг.— общее выхолаживание на $^1/_5$ °С.

Влияние тропосферного загрязнения. Ниже кратко описываются некоторые из многочисленных эффектов тропосферного загрязнения.

Люди. С учетом большого разнообразия условий городской и сельской жизни крайне сложно точно установить степень отрицательного воздействия примесей на здоровье населения. В Соединенных Штатах проводилось как эпидемиологическое обследование населения, так и лабораторные эксперименты на животных, но полученные результаты трудно интерпретируются в терминах здоровья людей. Наблюдения в одном из районов нью-йоркского Ист-Сайда показали, что для детей моложе восьми лет повторяемость респираторных заболеваний была связана с содержанием в атмосфере взвешенных частиц и окиси углерода. Показано, что даже у заядлых курильщиков повышенные концентрации окиси углерода вызывают раздражение глаз и головные боли.

Подозревают, что загрязнение воздуха является причиной хронических бронхитов, эмфиземы и рака легких, но степень обоснованности такого подозрения не вполне ясна. Кроме того, с середины августа до конца сентября потенциальный аллерген, пыльца амброзии, становится основной причиной аллергических ринитов и бронхиальной астмы для более чем 10 млн. человек, живущих к востоку от Скалистых гор. Достоверно

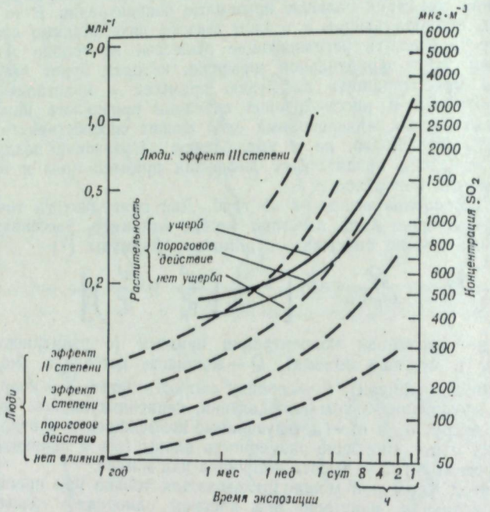


Рис. 7. Влияние SO_2 на людей и растительность. (*L. J. Brasser et al.*)

выявлено влияние смога на здоровье людей в округе Лос-Анджелеса. Так, люди, живущие в областях, где смога обычно не бывает, переносят сердечные приступы легче, чем остальные; в 1958 г. в сильно загрязненных областях на 100 госпитализированных с сердечными приступами смертность составляла 27,3 по сравнению с 19,1 в «чистых» районах. Другие исследования показали слабую, но значимую связь между количеством автомобильных катастроф и концентрацией оксидантов. Органы здравоохранения Лос-Анджелеса серьезно обеспокоены длительным воздействием на население различных вредных примесей, включая фотохимический смог, хотя знания природы и возможных последствий такого воздействия до настоящего времени явно недостаточно.

В работах, выполненных в Великобритании, имеются указания на то, что эмфизема, бронхиты и другие респираторные заболевания связаны главным образом не с возрастанием загрязнения воздуха, а с увеличением продолжительности жизни. В подтверждение этого ссылаются на продолжение роста числа указанных заболеваний даже после принятия в 1956 г. Закона о чистом воздухе, который привел к значительному уменьшению концентрации взвешенных частиц в атмосфере. В действительности данный факт не доказывает отсутствия влияния загрязнения воздуха, а скорее свидетельствует о том, что это влияние может быть синергическим (т. е. комплексным, совместным) и что, следовательно, его трудно идентифицировать точно. Известно, например, что совместное вредное действие сернистого газа и пыли значительно больше, чем сумма двух раздельных эффектов. Вероятно, встречается многожество других таких примеров синергизма.

В Нидерландах была предпринята специальная попытка установить, как влияет на людей время экспозиции и концентрация SO_2. Результаты этой работы, основанной на исследованиях, проводившихся в Англии, Соединенных Штатах, Западной Германии, Италии и Нидерландах, иллюстрирует рис. 7. Воздействие на людей описывается нижним семейством кривых, причем под эффектом первой степени понимается слабое увеличение функциональных нарушений, симптомов недомоганий, заболеваемости и смертности. Эффект второй степени характеризуется превалирующим или более резко выраженным действием того же типа, а эффект третьей степени связан со значительным возрастанием количества смертных случаев. Все эффекты будут усиливаться, если SO_2 действует в запыленной и задымленной атмосфере.

Основные случаи катастрофического загрязнения воздуха, сопровождающиеся высокой смертностью, отмечались при крайне неблагоприятных обстоятельствах, когда существовали застойные атмосферные условия с устойчивой слабой скоростью ветра и туманом, как это имело место внутри городской черты и в окрестностях Лондона в 1873, 1880, 1891, 1948, 1952, 1956 и 1962 гг. Сходные катастрофы произошли в долине р. Маас в Бельгии в 1930 г. и в Доноре (штат Пенсильвания) в 1948 г.

Загрязнение воздуха оказывает значительное влияние на социальные аспекты человеческой жизни и деятельности. Например, оно во все возрастающей степени влияет на расселение городских жителей и на организацию системы отдыха. Таким образом, выброс примесей в атмосферу становится все более важным фактором в принятии социальных решений.

Животные. Реакция лабораторных животных на определенные концентрации вредных примесей изучается уже много лет, но интерпретация полученных результатов в терминах соответствующей реакции человека до сих пор чрезвычайно затруднительна. Сравнительно просто, однако, оценивается влияние некоторых вредных примесей на домашний скот. Так, поступление из атмосферы в корм скота соединений фтора и мышьяка, выбрасываемых некоторыми производствами, может привести к значительным потерям в поголовье крупного рогатого скота и лошадей в близлежащих районах.

Растительность. Различные виды растительности по-разному реагируют на загрязнение воздуха. Сернистый газ может повреждать полевые культуры, такие, как люцерна, и деревья, особенно сосны (некоторые обобщенные соотношения приведены на рис. 7). Фтористый водород и двуокись азота в больших концентрациях вредны для цитрусовых деревьев и декоративных растений, играющих важную роль в экономике Центральной Флориды. Из числа других примесей, повреждающих определенные виды растительности, следует упомянуть озон и этилен.

Материалы. Основную проблему создает коррозия материалов за счет загрязнения воздуха. При этом разрушаются железосодержащие сплавы, такие металлы, как алюминий, медь, серебро, никель и цинк, а также строительные материалы, красители, кожа, бумага, ткани, резина и керамика.

Погода. Загрязнение тропосферы может оказывать воздействие на погоду. Обильные осадки в Ла-Порте (штат Индиана) связывают с имеющимися там мощными источниками загрязнения воздуха. Сходные, хотя и менее выраженные, эффекты наблюдались и в других местах. Индустриальный дым уменьшает видимость и поток ультрафиолетовой радиации от Солнца, а загрязненные туманы оказываются более плотными и стабильными, чем естественные туманы, возникающие в сходных условиях. Возможное воздействие загрязнения атмосферы на климат Земли уже обсуждалось. См. *Изменение климата.*

Стоимость. Очень трудно дать точную оценку экономического ущерба от загрязнения атмосферы. Нелегко установить, в частности, размер потерь (в долларах) за счет заболеваемости, вызванной загрязнением воздуха. В настоящее время в качестве разумной оценки принимают, что загрязнение воздуха обходится Соединенным Штатам в 10 млрд. долл. в год. Для Великобритании соответствующая, но, вероятно, несколько более осторожная оценка составляет около 400 млн. ф. ст. в год.

Борьба с загрязнением воздуха. Ниже описываются четыре основных метода борьбы с загрязнением воздуха.

Предотвращение. Этот метод первоначально применялся для уменьшения загрязнения воздуха при процессах горения. В результате использования специального оборудования и бездымного топлива уменьшилось загрязнение как от промышленных источников, так и от автотранспорта.

Улавливание. Улавливание примесей в источнике — один из важных методов борьбы с загрязнением атмосферы. Разработано множество типов уловителей, таких, как седиментационные камеры, циклоны (в них используется принцип центрифуги), рукавные фильтры, мокрые скрубберы, газожидкостные поглотители, ультразвуковые агломераторы и электрофильтры (электростатические осадители). Их оптимальный выбор для каждого конкретного индустриального процесса определяется рядом обстоятельств. Основную проблему представляет складирование уловленных отходов. Иногда они могут быть использованы в промышленном производстве побочных продуктов на самоокупающейся или слабо убыточной основе.

Разбавление. Этот метод хорошо применять для примесей, опасное действие которых может с течением времени уменьшаться, например для радиоактивных элементов, выбрасываемых атомными электростанциями. Разбавление короткоживущих примесей может уменьшить радиоактивность до уровня, при котором можно выпустить их в атмосферу. Разбавление совместно с разрушением или преобразованием нежелательных веществ, зачастую дурно пахнущих или токсичных, используется в химической, нефтеперерабатывающей и металлургической промышленности, а также при улавливании газов в мокрых скрубберах.

Рассеивание. Рассеивание примесей в атмосфере как метод борьбы с загрязнением воздуха имеет ряд достоинств, в частности, для промышленных процессов, которые могут варьироваться таким образом, чтобы основной выброс примесей приходился на периоды с хорошими условиями рассеивания (при этом примеси распределяются по большому объему и их концентрации у земли достаточно малы). На некоторых тепловых электростанциях, работающих на угле, построены трубы высотой до 300 м, которые обеспечивают выброс содержащих SO_2 дымовых газов на значительное расстояние от земли. Некоторые заводы вынуждены использовать низкосернистые антрацитовые угли при неблагоприятных условиях рассеивания примесей.

Законы. В ряде стран введено специальное законодательство, направленное на ограничение загрязнения атмосферы [1]. Соответствующие законы были приняты в Нидерландах в 1952 г., в Великобритании в 1956 г., в Федеративной Республике Германии в 1959 и 1962 гг., во Франции в 1961 г., в Норвегии в 1962 г., в Соединенных Штатах Америки в 1963 и 1967 гг. и в Бельгии в 1964 г.

За много лет до этого попытки ограничить загрязнение воздуха законодательным путем были предприняты в Великобритании. В 1906 г. там был утвержден Закон о едких веществах, суммировавший и развивавший положения предыдущих аналогичных законов, первый из которых относится к 1863 г. Закон предписывал ежегодную регистрацию всех перечисленных в нем типов промышленных предприятий и требовал, чтобы поступление в атмосферу неуловленных примесей было предотвращено «наилучшим из практически доступных способов». Контроль за выполнением положений закона, а также принятие решений о том, использовались ли «наилучшие из практически доступных способов», осуществляли специальные инспекторы. Принятый в 1956 г. Закон о чистом воздухе ввел дополнительные ограничения на загрязнение воздуха дымом из домашних очагов, промышленной пылью, газами и парами от предприятий, регистрируемых в соответствии с Законом о едких веществах, а также выбросами дизельных двигателей. Проведенная законодательная программа позволила добиться заметных успехов в решении проблемы загрязнения воздуха в Великобритании.

В Соединенных Штатах в течение длительного времени борьба с загрязнением воздуха рассматривалась как задача местных органов самоуправления. В 1963 г. всего лишь треть штатов имела программы борьбы с загрязнением атмосферы, большинство из которых оказалось довольно неэффективными. Только в Калифорнии такие программы городов и округов имели соответствующее обеспечение и поддержку. Закон о чистом воздухе 1963 г. предоставил федеральному правительству широкие полномочия и возложил на министерство здравоохранения, образования и социального обеспечения конкретные функции по регулированию загрязнения воздуха. Была также утверждена федеральная программа финансовой поддержки местных агентств по контролю и рекомендованы более энергичные меры в области уменьшения загрязнения выхлопными газами автотранспорта и дымом от установок для сжигания мусора.

Закон о качестве воздуха 1967 г. предоставил федеральному правительству еще более широкие полномочия. Наиболее важным моментом был переход в законодательстве от стандартов, основанных на нормировании выбросов из источников, таких, как дымовые трубы, к стандартам, основанным на концентрациях примесей в окружающем воздухе, которые возникают как следствие упомянутых выбросов. Закон о качестве воздуха 1967 г. состоит из трех основных разделов.

Раздел I. Защита атмосферы от загрязнения. Первый раздел Закона о качестве воздуха, развивая положения Закона о чистом воздухе, стимулирует совместную деятельность орга-

[1] В СССР в 1969 г. были приняты Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о здравоохранении и в 1980 г.— Закон СССР об охране атмосферного воздуха. *(Прим. ред. пер.)*

нов штатного и местного самоуправления, направленную на предотвращение и борьбу с загрязнением воздуха, а также введение единообразного штатного и местного законодательства; проведение новых и более эффективных программ анализа, исследований, обучения и прочей соответствующей деятельности. Закон поощряет дополнительные исследования в области топлива и транспорта, выдачу субсидий различным организациям для поддержки их программ, обеспечение финансирования внутриштатных агентств и комиссий по качеству воздуха, районирование территории по рассеивающей способности атмосферы и определение границ областей, в которых проводится борьба с загрязнением воздуха, соответствующих критериев, аппаратуры и методов измерений. Он предусматривает прекращение загрязнения воздуха в любом штате или штатах при возникновении угрозы здоровью и благополучию каких-либо лиц и устанавливает соответствующие процедуры, учреждает президентский консультативный совет по качеству воздуха и консультативные комитеты, а также предписывает использование федерального оборудования для контроля загрязнения.

Раздел II. Закон о национальных стандартах выбросов. Этот раздел связан главным образом с загрязнением от автотранспорта, на долю которого в США приходится до 60 % выбросов. Закон регламентирует такие относящиеся к выбросам автотранспорта вопросы, как установление эффективных стандартов (нормативов) выброса и процедур их согласования с использованием систем запретов, судебных постановлений, штрафов, программ выдачи сертификатов на новые автотранспортные средства и двигатели и регистрации топливных установок. Приводится также обширный перечень требований к национальным стандартам выбросов для стационарных источников и перечисляются области их применения.

Раздел III. Третий раздел имеет общий характер и относится к проведению детальных исследований экономического ущерба, определениям, отчетам и ассигнованиям.

Нет сомнения в том, что эта широкая законодательная программа, стимулирующая новые подходы на местном, штатном и федеральном уровнях, должна сыграть важную роль в борьбе с загрязнением атмосферы в Соединенных Штатах. Другие промышленно развитые страны могут использовать накопленный при ее проведении опыт и встретить свои проблемы растущего загрязнения воздуха мероприятиями, соответствующими своим конкретным обстоятельствам.

А. Дж. Гроубекер, С. К. Коронити, Е. У. Хьюсон

Лит.: L. J. Brasser et al., *Sulphur Dioxide: To What Level Is It Acceptable?*, Research Institute of Public Health Engineering, Delft, Netherlands, Rep. no. G300, 1967; J. H. Chang and H. Johnston, *Proceedings of the 3d CIAP Conference*, DOT-TSC-OST-74-15, pp. 323—329, 1974; R. E. Dickinson, in *Proceedings of the AIAA/AMS International Conference on the Environmental Impact of Aerospace Operations in the High Atmosphere*, AIAA Pap. no. 73—527, 1973; Federal Task Force on Inadvertent Modifications of the Stratosphere, *IMOS Report*, prepared for the Federal Council for Science and Technology, 1975; J. Friend, R. Liefer, and M. Tichon, *Atmos. Sci.*, 30: 465—479, 1973; D. Garvin and R. F. Hampson, *Proceedings of the AIAA/AMS International Conference on the Environmental Impact of Aerospace Operations in the High Atmosphere*, AIAA Pap. no. 73—500, 1973; A. J. Grobecker, S. C. Coroniti, and R. H. Cannon, *Report of Findings: The Effects of Stratospheric Pollution by Aircraft*, U. S. Department of Transportation, DOT-TST-75-50, 1974; P. A. Leighton, Geographical aspects of air pollution, *Geogr. Rev.*, 56: 151, 1966; M. C. MacCracken, *Tests of Ice Age Theories Using a Zonal Atmospheric Model*, UCRL-72803, Lawrence Livermore Laboratory, 1970; A. R. Meetham, *Atmospheric Pollution*, 1964; M. J. Molina and F. S. Rowland, *Geophys. Rev.*, pp. 810—812, 1974; National Academy of Sciences, *Environmental Impact of Stratospheric Flight*, pp. 128—129, 1975; R. S. Scorer, *Pollution in the Air: Problems, Policies and Priorities*, 1973; A. Stern, *Air Pollution*, vols. 2 and 5, 1977; R. S. Stolarski and R. J. Cicerone, *Can. J. Chem.*, 52: 1610—1615, 1974; S. C. Wofsy and M. B. McEloroy, Can. J. Chem., 52: 1582—1591, 1974.

Доп. лит.: Берлянд М. Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнение атмосферы.— Л., 1975.

Заморозок

Понижение температуры воздуха до температуры замерзания, приводящее к повреждению или гибели растений. Для некоторых, наиболее чувствительных к холоду растений губительным оказывается понижение температуры воздуха даже до нескольких градусов выше нуля.

Так называемые губительные заморозки наблюдаются в ясные осенние ночи, когда радиационное охлаждение почвы, воздуха и растительности приводит к вымерзанию растений. При этом значение температуры воздуха по показаниям термометров, установленных в психрометрической будке, т. е. на высоте около 2 м над поверхностью Земли, составляет по меньшей мере —3 °С, однако такие стандартные измерения температуры воздуха являются слабым показателем суровости заморозка. Температура воздуха сильно меняется в прилегающем к поверхности Земли слое толщиной всего около 1 м и существенно зависит от рельефа местности и характера растительности в районе будки.

При безветрии слой воздуха, прилегающий непосредственно к почве, за счет излучения теряет относительно бо́льшую часть своего тепла, чем почва. Поэтому самая низкая температура наблюдается на высоте 5—15 см над почвой; она примерно на 0,5 °С ниже температуры обнаженной почвы. Выше этого околопочвенного слоя воздуха, в слое толщиной несколько десятков метров, развивается инверсия температуры. Растения излучают тепло быстрее, чем воздух или почва, и могут охладиться до температуры ниже минимальной температуры воздуха.

Опасные последствия заморозка могут быть предотвращены или уменьшены путем нагревания наиболее холодных слоев воздуха или перемешивания холодного прилегающего к почве воздуха с более теплым воздухом слоя инверсии над верхушками растений или деревьев.

В ясные ночи долины выхолаживаются гораздо сильнее, чем склоны, и поэтому в долине могут наблюдаться заморозки при отсутствии их на склоне. Некоторые понижения местности, так называемые карманы или дыры, особенно подвержены заморозкам: в таких местах может быть на 20 °С холоднее, чем на соседних станциях, расположенных на более высоких участках; объясняется это стеканием холодного воздуха в пониженные участки местности и более сильным радиационным охлаждением.

Изморозь. Отложение льда на предметах в одной из форм, образующихся при замерзании переохлажденных капель воды на поверхностях с температурой ниже 0 °С.

Изморозь образуется так же, как роса, с той только разницей, что при этом отдельные капли, возникающие за счет конденсации в слое воздуха толщиной 2--3 см, прилегающем к холодному предмету, сами находятся в переохлажденном состоянии, т. е. имеют температуру ниже 0 °С. Когда капли касаются холодного предмета, они мгновенно замерзают и превращаются в ледяные кристаллы. Если последующие капли попадают на предмет сразу же после замерзания предыдущих, температура которых еще близка к температуре замерзания, так как теплота, выделившаяся при замерзании, еще не успела рассеяться, образуется аморфный лед, или зернистая изморозь.

При более высоких скоростях конденсации капли, прежде чем замерзнуть, образуют пленку переохлажденной воды. В результате образуется так называемая стекловидная изморозь («оконный лед» на окнах домов, «прозрачный лед» на плоскостях самолетов).

При сравнительно низких скоростях отложения льда, т. е. когда каждый кристалл, перед тем как присоединиться к соседнему, охлаждается до температуры ниже температуры замерзания, образуется настоящая кристаллическая изморозь, или иней. Известны несколько его разновидностей: поверхностный иней, образующий, например, узоры в виде папоротника на поверхности снега; глубинный иней, покрывающий холодные стены зданий рельефными узорами в виде плюмажей из перьев; и наконец, обычный оконный лед, или ледяные цветы. См. *Воздействие на погоду, Инверсия температуры, Осадки, Роса, Температура воздуха, Физика облаков.*

Засуха

Арнольд Курт

Общий термин, означающий дефицит осадков, достаточно большой, чтобы отрицательно воздействовать на ту или иную область экономики. Наиболее часто встречается сельскохозяйственная засуха, ставящая под угрозу урожай из-за отсутствия дождя. Другой распространенной формой засухи является гидрологическая засуха, при которой истощаются водоемы. Среди специалистов сельского хозяйства широкое распространение нашел индекс Пальмера, который характеризует зависимость интенсивности засухи от количества осадков и гидрологических параметров.

Метеорологические причины засухи обычно связаны с преобладанием медленных нисходящих движений в воздушных массах континентального происхождения. Эти нисходящие движения, скорость которых составляет примерно 200—300 м××сут$^{-1}$, приводят к нагреванию опускающегося воздуха и, следовательно, к уменьшению относительной влажности. Поскольку воздух обычно является сухим еще до начала опускания, а в процессе опускания его относительная влажность убывает, то образование облаков становится маловероятным, а если облака уже существовали, то они быстро рассеиваются. Области, над которыми преобладают такие нисходящие движения, могут достигать значительных размеров, например, охватывать несколько штатов США, как это было во время засух в 1962—1966 гг. на северо-востоке США и в 1930-х годах над Великими равнинами.

Такие нисходящие движения обусловливаются наличием так называемых центров действия атмосферы (как, например, бермудский максимум), которые связаны с высотными планетарными волнами в западном переносе. При смещении этих центров по отношению к их нормальному положению, а также при аномальном увеличении их интенсивности часто происходит перенос влажных или сухих воздушных масс в районы умеренных широт. Еще более важно, что длинные высотные планетарные волны взаимодействуют с циклонами вдоль полярного фронта, оказывая влияние на их траектории. В районах, которые в результате оказываются вне сферы действия циклона, наблюдаются нисходящие движения воздуха, и если рассмотренный процесс повторяется, то с течением времени может возникнуть дефицит осадков и образоваться засуха. В других районах, где преобладают восходящие движения влажного воздуха, выпадают сильные дожди. В связи с этим засуха в некотором районе, например на северо-востоке Соединенных Штатов, обычно сопровождается обильными осадками в других районах, например в районе Великих равнин.

После того как в некоторой области наступила засуха, возникает, по-видимому, тенденция к ее продолжению и распространению в соседние районы. Хотя физические факторы, обусловливающие длительное существование и распространение засух, еще мало изучены, некоторые детальные исследования наводят на мысль, что существуют многочисленные «механизмы обратной связи», приводящие к осложнению ситуации. Один из этих механизмов связан с крупномасштабным взаимодействием океана и атмосферы: аномальное распределение ветра приводит к изменению температуры поверхности океана, которое в свою очередь способствует дальнейшему развитию того же вида аномальной циркуляции атмосферы. Кроме того, при жаркой и сухой весне в такой области, как Великие равнины, пересохшая почва, по-видимому, влияет на общую циркуляцию и осадки таким образом, что способствует расширению области засухи. См. *Изменение климата.*

В заключение следует указать, что некоторые из наиболее сильных засух (например, пыльные засухи 1930-х годов в США) возможны лишь при соответствующем расположении центров действия как над Атлантикой, так и над Тихим океаном.

Учитывая огромные масштабы засух и сложную природу их образования, чрезвычайно трудно разработать такие методы, которые позволяли бы предотвращать засухи или противодействовать им посредством мелиоративных мероприятий. См. *Осадки.*

Джером Немайес

Лит.: R. A. Bryson and T. J. Murray, *Climates of Hunger: Mankind and the World's Changing Weather*, 1977; J. Namias, *Factors in the Initiation, Perpetuation and Termination of Drought*, Int. Union Geod. Geophys. Ass. Sci. Hydrol. Publ. no. 51, 1960; W. C. Palmer, *Meteorological Drought*, U. S. Weather Bur. Res. Pap. no. 45, 1965; M. A. Weinberg, *Plants Are Water's Factories: A Book about Drought*, 1976.

Звукопеленгация и определение расстояний (софар)

В этом методе обнаружения подводных объектов используется явление дальнего распространения сигналов от взрывов. Акустические сигналы от взрыва под водой на некотором удалении от поверхности моря распространяются по искривленным в результате преломления траекториям и проходят большие расстояния с незначительными потерями энергии. Например, взрыв небольшого заряда на глубине 900—1200 м можно прослушать на расстоянии многих сотен миль от места взрыва. Если такой сигнал принимается в двух пунктах или более, то можно определить координаты места взрыва. Во время войны этот метод сигнализации применялся для обнаружения места падения самолетов, сбитых над морем. Отсюда понятно происхождение слова «софар» — Sofar (от sound fixing and ranging, т. е. обнаружение источника звука и определение расстояния до него).

Преломление акустических лучей, которому обязано распространение звука на дальнее расстояние, происходит потому, что на некоторой глубине скорость звука достигает минимального значения (в Северной Атлантике на глубине примерно 1100 м). При преломлении большое число лучей может распространяться, не попадая на дно океана и поверхность. Поскольку звук замкнут в своего рода канале, интенсивность сигнала, доставляемого этими лучами, убывает обратно пропорционально расстоянию в первой степени, а не во второй, как было бы в отсутствие преломления. См. *Подводный звук.*

Сигнал, принятый от взрыва через гидроакустический канал, имеет очень специфический характер. Поскольку приемник, находящийся далеко от источника звука, перехватывает лишь некоторые лучи, сигнал от взрыва состоит из последовательности импульсов, каждый из которых проследовал по траектории, отличной от траекторий других импульсов. В течение некоторого времени импульсы сближаются и становятся интенсивнее, а затем резко обрываются.

Первый принятый сигнал приходит по траектории, которая совершает полные колебания между верхней и нижней поверхностями канала, а последним приходит импульс, распространяющийся вдоль оси канала. Хотя импульс, следующий вдоль оси канала, проходит наименьшее расстояние, он приходит последним, поскольку прошел путем, на котором скорость звука минимальна.

Роберт У. Морзе

Звукорассеивающий слой

Скопление морских организмов, которое вызывает рассеяние звука и дает эхосигнал. Наблюдения с помощью эхолотов показывают, что организмы, вызывающие рассеяние звука, образуют в воде почти горизонтальные слои, расположенные обычно на некотором удалении от дна. Такие слои встречаются как на мелководье, так и на глубинах.

Звукорассеивающие слои на мелководье. На шельфовых мелководьях (глубина менее 200 м) звукорассеивающие слои так же, как отдельные особи и компактные скопления, дающие эхосигналы, распределяются очень неравномерно и, вероятно, состоят из множества морских животных или водорослей. Видовой состав организмов, образующих звукорассеивающие слои, изучен плохо. Исключение составляют промысловые рыбы и планктонные организмы.

Звукорассеивающие слои в глубоководных районах. На глубокой воде (глубже 200 м) часто наблюдается несколько явно выраженных слоев. Они несколько отличаются друг от друга по составу и свойствам и встречаются в самых различных районах океана. Звукорассеивающие слои легко обнаруживаются с помощью эхолота, работающего в диапазоне частот 3—60 кГц, причем акустический спектр каждого слоя имеет максимум рассеяния на несколько иной частоте, чем у других слоев, наблюдающихся в том же месте. Обычно, но не всегда, глубоководные слои мигрируют по вертикали, как бы реагируя на изменения естественной освещенности. Наиболее выраженная миграция имеет суточный период, причем звукорассеивающие слои ночью поднимаются иногда к самой поверхности, а днем опускаются на большие глубины, как правило, 200—800 м. Ночью на миграцию влияет лунный свет, а в дневное время, как наблюдалось, плотный облачный покров (например, в грозу). Наличие глубоководных слоев впервые было обнаружено Эйрингом, Христиансенсом и Риттом. См. *Подводный звук, Эхолот.*

Организмы, образующие глубоководные звукорассеивающие слои. Все живые и растительные организмы, а также мертвый детрит по акустическим свойствам отличаются от морской воды и, следовательно, в каждом конкретном случае рассеяние звука могут обусловливать любые из них. Многие животные и растения имеют газонаполненные органы, обеспечивающие плавучесть и рассеивающие звук во много раз сильнее, чем можно было бы предположить исходя из того количества звуковой энергии, которое они перехватывают. Если учесть их размер, то они оказываются сильнейшими рассеивателями энергии. Как указывал в 1946 г. Джонсон, слои с суточной миграцией скорее всего состоят из живых организмов, способных изменять глубину своего местонахождения, т. е. эти слои создаются не растениями и не каким-либо физическим явлением (например, резким изменением температуры воды с глубиной). В 1953 г. Андерсон установил, что некоторые глубоководные рассеиватели имеют гораздо меньший акустический импеданс, чем морская вода. Это подтвердило

предположение Маршалла, высказанное в 1951 г., что такими рассеивателями могут быть мелкие рыбы с газонаполненными плавательными пузырями, многие из которых имеют столь же широкое географическое распространение, как и звукорассеивающие слои. В 1954 г. Герси и Бакус установили, что в ряде районов при миграции главных слоев на глубину происходит изменение частоты их максимального отклика. Это свидетельствует о том, что большинство рассеивателей относится к тому типу, о котором говорил Маршалл. В случае глубоководных звукорассеивающих слоев предположение Маршалла получило подтверждение при нескольких независимых одновременных акустических и визуальных наблюдениях с использованием глубоководных плавательных аппаратов «Триест», «Алвин», «Саускоуп» («Ныряющее блюдце»), «Дип-Стар» и др. Почти все эти погружения выполнены в пределах нескольких сотен миль от восточного или западного побережья США. В числе рыб, особенно часто создававших звукорассеивающие слои, были светящиеся анчоусы, или миктофиды,— планктонные рыбы длиной в несколько сантиметров, имеющие небольшой плавательный пузырь. По наблюдениям с подводных аппаратов, в образовании звукорассеивающих слоев определенная роль принадлежит сифонофорам (медузам), тоже имеющим газонаполненные поплавки. Не совсем ясно, главными ли компонентами глубоководных звукорассеивающих слоев в открытом океане являются рыбы с плавательными пузырями и сифонофоры, но почти точно известно, что широко наблюдающееся рассеяние звука связано не только с ними.

Джон Б. Герси

Лит.: R. H. Backus and J. B. Hersey, Sound scattering by marine organisms, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 1, 1962; N. B. Marshall, Bathypelagic fishes as sound scatterers in the ocean, *J. Mar. Res.*, 10: 1—17, 1951.

Земное излучение

Электромагнитное излучение, которое создают Земля и ее атмосфера на длинах волн, соответствующих температуре планеты. Иногда называется тепловым излучением. За единицу измерения принята энергия за единицу времени с единицы площади ($Вт \cdot м^{-2}$). Атмосфера испускает, поглощает и передает излучение, так что результирующий поток излучения в каждой точке зависит от распределения температуры и водяного пара по вертикали. Нагревание и охлаждение вследствие вертикальной дивергенции земного излучения обусловливают основную часть изменений потенциальной энергии, необходимых для возбуждения системы ветров в атмосфере. Благодаря земному излучению температура воздуха у поверхности Земли поддерживается в пределах, допускающих существование живых организмов. См. *Общая циркуляция атмосферы, Парниковый эффект, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Спектр излучения. При температуре поверхности Земли практически все излучение приходится на длины волн больше 4 мкм, т. е. на инфракрасную часть спектра. Поверхность Земли и все облака, кроме самых тонких, испускают на всех длинах волн излучение почти с такой же интенсивностью (однако несколько меньшей), как и черное тело при соответствующих температурах, и поглощают почти все достигающее их инфракрасное излучение. С другой стороны, поглощение и излучение атмосферой (при отсутствии облаков) является избирательным и зависит от спектрального положения и интенсивности колебательно-вращательных и чисто вращательных полос ее многоатомных молекул. Второстепенные газы атмосферы имеют многочисленные полосы поглощения в инфракрасной части спектра: водяной пар на 5—8 мкм и за пределами 15 мкм, углекислый газ на 13—17 мкм и озон из 9—10 и 14 мкм. В пределах этих полос коэффициент поглощения, или поглощение на единицу массы поглотителя, имеет многочисленные максимумы, каждый из которых отмечает положение какой-либо спектральной линии. Эти линии имеют конечную ширину и перекрывают друг друга. Линейчатый характер атмосферных полос оказывается существенным для переноса тепла излучения. Каждая линия представляет собой результат перехода молекулы из одного квантового состояния в другое вследствие поглощения или испускания фотона на частоте, которая соответствует частоте линии. Форма линии, или изменение коэффициента поглощения с частотой, определяется столкновениями молекул в нижней атмосфере и случайными тепловыми движениями в верхней атмосфере. Коэффициент поглощения является также функцией температуры и давления и вследствие заметной пространственной изменчивости этих параметров также очень изменчив, особенно по вертикали.

Льюис Д. Каплан

Приборы для измерения радиации. Эти приборы применяются для изучения обмена энергией солнечного и земного происхождения между Солнцем, Космосом и Землей. Энергия распределена в широком диапазоне длин волн — примерно от 0,17 до 100 мкм. Солнечное излучение охватывает диапазон от 0,17 до 4 мкм с максимумом на 0,49 мкм, а земное излучение — от 3 до 100 мкм с типичным максимумом на 10 мкм. Важно, чтобы чувствительность приборов не зависела от длины волн падающего на них излучения. В связи с этим требованием практически все применяемые в метеорологии приборы для измерения излучения сначала преобразуют энергию излучения в тепло посредством поглощения на какой-либо зачерненной мишени. Фактически измеряется возникающий поток тепла.

Энергия, заключенная в пучке солнечных лучей. Она измеряется с помощью пиргелиометра, устанавливаемого по нормали к падающему излучению. Используется ряд приборов этого типа, однако два из них принимаются за вторичные эталоны. Пиргелиометр Аббота состоит из термически изолированного зачерненного серебряного диска, установленного на открытом конце трубки. В трубке находятся затвор и отражатели, позволяющие сфокусировать пучок лучей. В процессе измерения каждые 2 мин диск попеременно то открывается, то заслоняется от солнечного излучения. Ртутный термометр, вмонтированный в серебряный диск, показывает изменение температуры в периоды экспозиции и затенения. По этим данным, а также по теплоемкости диска и другим константам вычисляют излучение. Пиргелиометр Ангстрема с электрической компенсацией имеет две почти одинаковые мишени, соединенные с электрическими нагревателями, которые расположены в нижней части трубки. Прибор имеет затенитель, позволяющий экспонировать одну мишень под солнечными лучами, а другую заслонять от них. К затененной мишени подается ток, до тех пор пока ее температура, измеряемая с помощью термопары, не сравняется с температурой освещенной мишени. Затраченная на это энергия является мерой солнечного излучения, приходящегося на площадь мишени.[1]

Суммарное излучение Солнца и неба. Суммарную солнечную энергию, поступающую от Солнца и неба на горизонтальную поверхность, измеряют полусферическим пиранометром. К приборам этого типа относятся пиранометры Кэмпбелла—Эпли и Молля—Горчинского. Они состоят из термически изолированной горизонтальной приемной поверхности внутри частично откачанной прозрачной сферы или полусферы, которая защищает прибор от потерь тепла за счет конвекции и проводимости. Часть приемной поверхности представляет собой кольцо, покрытое тускло-черной краской для поглощения возможно большего количества солнечного излучения. Остальная часть диска и кольца выкрашены в белый цвет для отражения возможно большего количества излучения. Оконечную часть прибора представляет собой термостолбик, который измеряет разность температур между белым и черным участками приемной поверхности. Для изготовления прозрачной оболочки прибора используется специальное стекло или плавленый кварц, пропускающие бо́льшую часть излучения Солнца.

Измерение радиационного баланса. Прибор для измерения разности восходящих и нисходящих потоков солнечного и земного излучения должен быть одинаково чувствительным во всем диапазоне длин волн, о котором говорилось выше. Экранирующих материалов, которые были бы полностью прозрачными во всем этом широком диапазоне, не существует, но по своим свойствам к ним приближаются некоторые пленочные пластики. В приборах усовершенствованного типа датчик, представляющий собой горизонтальную пластинку с устней и нижней поверхностями, экспонируется без ветрового экрана. В балансомере Альбрехта воздействие ветра определяется посредством подведения к одной из двух идентичных пластин известного количества тепла. В приборе Гира и Дункла потери за счет ветра поддерживаются постоянными с помощью струи воздуха от вентилятора.

Вернер Е. Суоми

[1] За последние годы сконструированы новые высокоточные полостные пиргелиометры. (*Прим. ред. пер.*)

Земные приливы

Периодические движения земной коры с амплитудой до 15 см, которые, как и океанские приливы, вызываются притяжением Луны и Солнца. Приливообразующие силы действуют также на Луну и Солнце и поэтому учитываются в астрономии при анализе динамики трех тел. Например, вековое замедление вращения Земли в результате действия лунных приливных моментов наилучшим образом вычисляется по наблюдаемому росту орбитальной скорости Луны. Земные и океанские приливы тесно взаимосвязаны.

Попытки измерить земные приливы предпринимались с конца XIX в.; сведения о них содержатся в «Научных записках» Дарвина и в других трудах по физике 90-х годов XIX в. В 1919 г. Михельсон и Гейл измерили суточные приливные вариации наклона поверхности Земли вблизи Женевы (штат Висконсин, США), регистрируя изменения уровня воды на концах горизонтальных труб длиной 152 м, зарытых в землю. Так как полученные результаты были достаточно точны, эту работу можно считать началом современных измерений земных приливов. Сейчас для измерения земных приливов применяются наклономер и гравиметр. Достоинствами этих приборов являются портативность, высокая потенциальная точность и низкая стоимость. Их использование позволяет с небольшими затратами составить глобальные карты земных и океанских приливов, но пока эти измерения находятся на начальной стадии.

Приливообразующий потенциал. В основе теории приливов лежит анализ приливных сил Луны и Солнца, приложенных к жесткой, недеформируемой Земле. Земля, Луна и Солнце считаются точечными массами, сосредоточенными в центрах. Полученные при этих упрощениях результаты можно обобщить, сопоставляя данные наблюдений над приливами с результатами, получаемыми по модели деформируемой Земли.

В разложении полного гравитационного потенциала светила в ряд по сферическим гармоникам приливообразующий потенциал содержит только величины, изменяющиеся внутри Земли и вызывающие ее деформацию. Константа, выбираемая так, чтобы потенциал в центре Земли был равен нулю, и слагаемое первой степени, выражающее однородное притяжение каждой части Земли к светилу (и не приводящее, таким образом, к возникновению деформаций), опускаются. Следовательно, приливообразующий потенциал U можно представить в виде ряда по сферическим гармоникам в степени выше двух.

Пусть m — масса светила, R — расстояние от центра Земли, r — расстояние от точки наблюдения до центра Земли и θ — геоцентрический зенитный угол, который измеряется от линии, соединяющей центры. Тогда для точек $r<R$ справедливо равенство

$$U = U_2 + U_3 + \ldots = GmR^{-1}\left[\left(\frac{r}{R}\right)^2 P_2(\cos\theta) + \left(\frac{r}{R}\right)^3 P_3(\cos\theta) + \ldots\right], \quad (1)$$

где G — гравитационная постоянная ($6{,}67 \cdot 10^{-11}$ $Н \cdot м^2 \cdot кг^{-2}$).

На идеализированной сплюснутой Земле с экваториальным радиусом r_e и постоянной сплюснутостью f радиальное расстояние точки на широте φ равно $r_e C(\varphi)$, где $C(\varphi) = 1 - f\sin^2\varphi$. Вертикальная (направленная вверх) составляющая приливной силы $\partial U/\partial r$ и горизонтальная составляющая в азимутальном направлении от светила $r^{-1}\partial U/\partial\theta$, если

$$P_n^1(\cos\theta) = -\partial P_n(\cos\theta)/\partial\theta,$$

определяются равенствами:

$$g_r = \frac{\partial U}{\partial r} = GmC\alpha^3 r_e^{-2} \sum_{n=2}^{\infty} n\,(\alpha C)^{n-2} P_n(\cos\theta); \quad (2)$$

$$g_\theta = r^{-1}\frac{\partial U}{\partial\theta} = -GmC\alpha^3 r_e^{-2} \sum_{n=2}^{\infty} (\alpha C)^{n-2} P_n^1(\cos\theta). \quad (3)$$

Здесь $\alpha \equiv r_e/R_m$ и $\alpha \equiv r_e/R_s$ соответственно для Луны и Солнца. Брук с сотрудниками разработали численные методы вычисления g_r и g_θ по уравнениям (2) и (3) для Луны с точностью $\pm 4 \cdot 10^{-9}$ $см \cdot с^{-1}$; подобная точность достижима и для солнечных приливных сил.

Гармонические составляющие. Зависимость приливных сил на жесткой Земле, вычисленных по уравнениям (2) и (3), от расстояния R и зенитного угла светила θ имеют простой вид. Временные зависимости R и θ значительно сложнее, так как они определяются вращением Земли и орбитальными движениями. Анализу этих зависимостей были посвящены обширные исследования океанских приливов в прошлом веке. Для прогноза приливов в океанских гаванях на год и более приливные колебания уровня представлялись в виде суммы большого числа гармонических составляющих по методу Дарвина—Дудсона. В разложении Дудсона в 1922 г. учитывалось 386 составляющих.

Тем не менее результаты измерения приливов нужны не для прогнозов, а главным образом для исследования некоторых механических свойств Земли. Для решения такой задачи необходимы данные о приливных составляющих в разных частотных диапазонах. В табл. 1 приведены периоды и амплитуды главных приливных гармонических составляющих в широком диапазоне приливных периодов. В настоящем изложении опущены некоторые подробности и принята связанная с движущимся светилом система координат, которая использовалась при выводе равенств (1)—(3). Не рассматриваются также географические вариации с широтой, которые различны для трех групп (табл. 1), а также разложение приливных сил на главные спектральные составляющие. Такое разложение оказывается особенно полезным при интерпретации остаточных земных приливов, вызываемых океанскими приливами. Значение исследования приливов особенно велико, потому что в данном случае частотный состав колебаний и вынуждающих сил известен с высокой точностью.

Таблица 1. Параметры некоторых равновесных приливов

Приливы	Обозначение	Период	b
Долгопериодные	Лунные	18,6 лет	0,066
	Sa	1 год	0,012
	SSa	0,5 года	0,073
	MSm	31,85 сут	0,016
	Mm	27,55 сут	0,083
	MSf	14,77 сут	0,014
	Mf	13,66 сут	0,156
	—	13,63 сут	0,065
Суточные	O_1	25,82 ч	0,377
	P_1	24,07 ч	0,176
	K_1	23,93 ч	0,531
Полусуточные	N_2	12,66 ч	0,174
	M_2	12,42 ч	0,908
	S_2	12,00 ч	0,423
	K_2	11,97 ч	0,115

Приливные моменты. В уравнении для лунного момента N_m, определяющего замедление вращения Земли вокруг своей оси, основной переменной является орбитальное ускорение Луны $\dot{n}_m$

$$N_m = -1/3\,[M_e M_m/(M_e + M_m)]\, r_m^2 \dot{n}_m. \quad (4)$$

Здесь M_e и M_m — массы Земли и Луны соответственно.

В 1939 г. Спенсер-Джонс использовал накопленные с 1680 г. наблюдения и показал, что величина $\dot{n}_m$ оставалась постоянной и равной $22{,}4'' \pm 1{,}0''$ в сто лет за сто лет. Манк и МакДональд, принимая такое значение, нашли, что $N_m = -3{,}9 \cdot 10^{17}$ Н·м, которому соответствует скорость диссипации энергии (Вт)

$$\dot{E} = \dot{N}_m(\omega - n_m) = 2{,}7 \cdot 10^{12} \quad (5)$$

и относительное замедление скорости вращения $-\dot{\omega}/\omega = N/c\omega = 0{,}21 \cdot 10^{-9}$ лет (здесь ω — угловая скорость вращения Земли; c — главный момент инерции). Однако приведенная выше оценка $\dot{n}_m$ ненадежна. Используя иные данные, Ламбек получил значение, почти вдвое превышающее оценку Спенсер-Джонса. Поэтому Каула предложил получить более достоверную оценку $\dot{n}_m$ по измеренному с помощью лазеров расстоянию до Луны. Эта оценка возможна при достаточно длинном временном ряде.

Приливная диссипация в твердой Земле. Основная свободная мода Земли с периодом 0,9 ч имеет такую же внешнюю форму и почти такую же внутреннюю геометрию, как главная полусуточная мода M_2. Рассчитанную для нее величину $Q = 350 \pm 100$ (Q^{-1} — показатель скорости диссипации)

Манк использовал для оценки скорости диссипации $\dot{E}_B$ гармоники M_2. Величина $\dot{E}_B = 7 \cdot 10^{10}$ Вт составляет всего 3 % от значения, полученного по формуле (5). По Ламбеку, скорость, с которой в Земле рассеивается полная энергия лунно-солнечных приливов, составляет $(5{,}7 \pm 0{,}5) \cdot 10^{12}$ Вт, что почти вдвое превышает оценку Манка, учитывающую только лунные приливы. Доля, приписанная Ламбеком океану, составляет $(5{,}0 \pm 0{,}3) \cdot 10^{12}$ Вт. Малую разность $7 \cdot 10^{11}$ Вт он объясняет тем, что «если не вся, то по крайней мере, наибольшая часть векового изменения средней широты Луны вызвана диссипацией приливной энергии в океане, и поэтому нет необходимости считать, что сколько-нибудь значительный сток энергии происходит в мантии и ядре Земли».

Симметричная стандартная Земля. Числа Лява, рассчитанные по различным моделям симметричной Земли без океанов, основанным на измерениях скорости распространения сейсмических волн и периодах свободных колебаний, очень хорошо согласуются. Фаррел предпринял вычисления чисел Лява для различных параметров верхнего 1000-км слоя Земли. Он заменил в А-модели Гутенберга—Буллена верхний 1000-км слой сначала слоем океанской земной коры, а затем слоем континентальной земной коры, и сравнил числа Лява для трех вариантов. В табл. 2 приведены результаты вычисления чисел Лява до второго порядка. Различия в основном проявляются в третьем знаке после запятой. Поэтому подходящим эталоном для интерпретации земных приливов может служить любая из современных моделей Земли. В настоящее время принимаются значения $\delta = 1{,}160$ и $\gamma = 0{,}690$ и $l = 0{,}0840$, а фазовый сдвиг прилива полагается равным нулю. (Этот отрицательный сдвиг фазы мал, вероятно, менее 0,1°, но, как отмечалось, современные оценки диссипации приливной энергии в твердой Земле ненадежны.)

Таблица 2. Параметры земных приливов для различных моделей верхней мантии

Модель	k	h	l	δ	γ
Гутенберга—Буллена	0,3040	0,6114	0,832	1,1554	0,6926
Океанской мантии	0,3055	0,6149	0,0840	1,1567	0,6906
Континентальной мантии	0,3062	0,6169	0,0842	1,1576	0,6893

Инструментальные амплитудные множители. В следующих разделах демонстрируется, каким образом показания приборов, применяемых для регистрации земных приливов, искажаются в результате того, прибор связан с деформируемой Землей. За основу примем симметричную эталонную модель Земли, описанную в предыдущем разделе.

Гравиметр представляет собой груз, поддерживаемый пружиной. (В моделях, где используется сверхпроводимость, применяется магнитное поле.) Вариации силы притяжения определяются по растяжению пружины или компенсационным методом по поправкам, вводимым для восстановления исходного положения груза. Небесное тело изменяет среднее локальное значение силы тяжести непосредственным притяжением, приливным изменением уровня точки наблюдения и перераспределением массы внутри деформированной Земли. Первая добавка определяется уравнением (2), в частности, $\Delta g_1 = \partial U/\partial r = 2U(r_0) r_0^{-1}$. Повышение уровня точки наблюдения уменьшает гравитационное притяжение Земли и таким образом увеличивает направленный вверх компонент (считаемый положительным). Соответствующая поправка $\Delta g_2 = (\partial g/\partial r)\Delta r = +2g_0 r_0^{-1}\Delta r$, где g_0 — локальное ускорение свободного падения. Величина Δr представляется в виде $hg_0^{-1}U(r_0)$, где h — число Лява, и тогда $\Delta g_2 = 2hr_0^{-1}U(r_0)$. Влияние перераспределения масс на силу притяжения учитывается введением другого коэффициента пропорциональности — числа Лява k в соответствии с равенством $V_0 = kU(r_0)$, где V_0 — потенциал вызванного распределения масс на поверхности Земли. Вне Земли справедливо уравнение

$$V = kU(r_0) r_0^3 r^{-3}. \qquad (6)$$

На поверхности Земли ($r = r_0$) $\Delta g_3 = -3kr_0^{-1}U(r_0)$. Полное изменение силы притяжения равно

$$\Delta g = \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_e = 2U(r_0) r_0^{-1}\left(1 + h - \frac{3}{2}k\right). \qquad (7)$$

Коэффициент $\delta = 1 + h - {}^3/_2 k$ называется гравитационным коэффициентом, однако геофизический смысл имеет только величина $\delta - 1 = h - {}^3/_2 k$, которая собственно и характеризует приливные деформации. Для недеформируемой Земли $h = k = 0$. Если Земля покрыта слоем жидкости, то равновесное смещение Δr можно определить из условия совпадения деформированной поверхности с исходной эквипотенциальной W_0. Поэтому $U(r_0) + \left(\frac{\partial W_0}{\partial r}\right)\Delta r + kU(r_0) = 0$. Используя соотношения $\Delta r = hg_0^{-1}U$ и $\partial W_0/\partial r = -g_0$, для такой модели Земли можно получить уравнение

$$1 - h + k = 0. \qquad (8)$$

Для однородной несжимаемой Земли с плотностью ρ легко вычислить потенциал, возникающий в результате перераспределения масс на поверхности, которое связано со смещением $\Delta r = hg_0^{-1}U_2$. Этот потенциал определяется уравнением

$$V(r, \theta) = \frac{4}{5}\pi G\rho r_0^4 r^{-3} hg_0^{-1}U(r_0, \theta) = \frac{3}{5} g_0 r_0 r^{-1} hg_0^{-1}U(r_0, \theta). \qquad (9)$$

При $r = r_0$ уравнение (9) превращается в $kU(r_0)$. Для однородной Земли, жидкой или твердой, $k = {}^3/_5 h$. Для однородной несжимаемой жидкой Земли из равенства (8) следует, что $h = {}^5/_2$ и $k = {}^3/_2$. В этом случае $\delta = 1{,}25$. Значения $\delta > 1{,}25$, полученные по результатам наблюдений, либо ошибочны, либо объясняются экстремальной ситуацией.

Наклономеры измеряют приливные вариации угла наклона между основанием прибора и локальной вертикалью. Применяется несколько типов наклономеров. В горизонтальном маятнике ось вращения закреплена под малым углом к вертикали, благодаря чему приобретается высокая чувствительность к наклонам. В уровенных трубах, которые могут иметь длину более нескольких сотен метров, измеряется разность уровней жидкости на концах. Таким способом измеряется наклон на большом протяжении. Горизонтальные маятники иногда тоже имеют большие размеры. Так, например, в установке Марусси в Большом Гроте, Триест, использовались маятники высотой 75 м. Чтобы получить полный угол наклона обычно требуется два ортогонально расположенных наклономера. В терминах чисел Лява h и k измерение наклонов имеет следующий смысл. Под действием приливных сил поверхность смещается на расстояние $\Delta r = hg^{-1}U$, при этом максимальный угол наклона поверхности определяется по уравнению

$$\operatorname{tg}\psi \approx \psi = hg^{-1}r^{-1}\,\partial U/\partial\theta. \qquad (10)$$

Для твердой Земли, для которой $h = 0{,}61$, этот наклон существенно меньше, чем наклон в жидкой модели, для которой $h = 1 + k$ и превосходит единицу. Наклон уровенной поверхности равен $(1 + k) g^{-1}r^{-1}(\partial U/\partial\theta)$, поэтому измеряемый угол определяется уравнением

$$\psi = g^{-1}r^{-1}\frac{\partial U}{\partial\theta}(1 + k - h). \qquad (11)$$

Величина ψ достигает максимального значения, когда зенитный угол светила θ равен 45°, минимального — при $\theta = 135°$, и равна нулю при 0, равном 0, 90 и 180°. Коэффициент $1 + k - h$ называется коэффициентом наклона, но по аналогии с предыдущим существенна только комбинация $1 - \gamma = h - k$. Величина $h - k$ приблизительно в два раза больше соответствующего гравитационного коэффициента $\delta - 1 = h - {}^3/_2 k$.

Линейный тензометр регистрирует изменение расстояния между двумя реперными точками. В приборе конструкции Беньоффа относительные смещения реперных точек определяются по компенсирующей деформации кварцевой трубки. Лазерные приборы позволяют производить измерения на расстоянии нескольких километров. Наряду с этим все еще продолжают использоваться и небольшие механические приборы, рентабельность которых до сих пор значительно выше других инструментов.

Определение безразмерного коэффициента пропорциональности, или числа Шида, основано на уравнении для полной горизонтальной составляющей смещения s

$$s = lg^{-1}\,\partial U/\partial\theta \qquad (12)$$

(g — локальное ускорение свободного падения). Абсолютное значение смещения s не измеряется, вместо него определяется относительное смещение двух точек, т. е. деформация. В общем случае для описания деформации изотропного твердого тела требуется шесть чисел, но две составляющие касательного напряжения и соответствующие им компоненты деформации на свободной поверхности Земли обращаются в нуль. Так как горизонтальный тензометр не участвует в вертикальных перемещениях, этим прибором измеряются только три составляющие деформации. Вследствие того что горизонтальная поверхностная деформация (отношение приращения площади к исходному значению) не зависит от азимута, для ее определения необходимы только две ортогональные составляющие деформации. Их также достаточно для вычисления комбинации чисел Лява и Шида $h - 3l$. Независимые значения h и l можно получить с помощью третьего горизонтального тензометра.

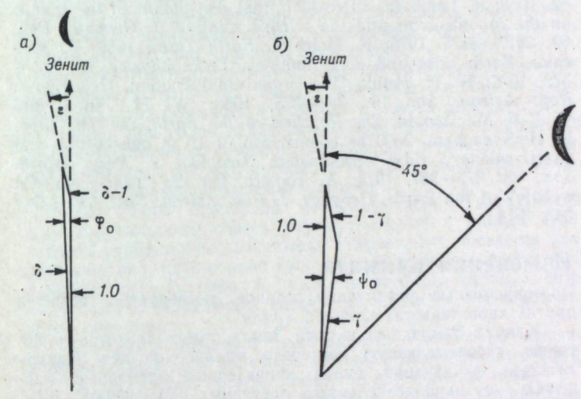


Рис. 1. Наблюдаемые сдвиги фаз по отношению к истинному сдвигу ε уровенного прилива.

а) φ_0 — измерения гравиметром, *б*) ψ_0 — измерения наклономером.

Измеряемые и истинные сдвиги фаз. Фазовые показания гравиметра или наклономера составляют только часть истинного фазового сдвига уровенного прилива. Предполагается, что уровенный прилив сохраняет свою равновесную недиссипативную форму (статический прилив), а ось отклоняется вперед от лунного зенита на малый угол ε, который требуется для учета известного орбитального ускорения Луны. В выражениях для безразмерных амплитудных коэффициентов $\delta = 1 + (h - {}^3/_2 k)$ и $\gamma = 1 + (k - h)$ члены в скобках соответствуют вариациям за счет приливов. На твердой, абсолютно упругой Земле $\delta = \gamma = 1{,}0$. На рис. 1 показано соотношение между фазовым углом φ, измеряемым гравиметром, и углом запаздывания ε. Для малых углов $\varepsilon = \delta\varphi/(\delta - 1) = 7{,}25\,\varphi$, если $\delta = 1{,}16$. На рис. 1 *б* представлены аналогичные соотношения между истинным углом запаздывания ε и фазовым сдвигом ψ, измеряемым наклономером. В этом случае $\varepsilon = -\gamma\psi/(1 - \gamma) = -2{,}23\psi$, если $\gamma = 0{,}69$. Тензометры регистрируют непосредственно амплитуды составляющих деформации и истинный фазовый сдвиг уровенного прилива для идеализированной модели.

Остаточные члены. Показания гравиметра, наклономера или тензометра являются векторными величинами, обычно записываемыми в безразмерной форме: $\bar{\delta}_0 = \delta_0 \exp(i\varphi_0)$, $\bar{\gamma}_0 = \gamma_0 \exp(i\psi_0)$, $\bar{l}_0 = l_0 \exp(i\lambda_0)$, где δ_0, γ_0 и l_0 — безразмерные амплитуды, а φ_0, ψ_0 и λ_0 — наблюдаемые фазовые углы. Вместо этих величин удобно рассматривать разности между измеренными значениями и значениями, полученными для симметричной эталонной Земли $\bar{\delta} = \bar{\delta}_0 - 1{,}16$; $\bar{\gamma} = \bar{\gamma}_0 - 0{,}69$ и $\bar{l} = \bar{l}_0 - 0{,}084$. На практике их раскладывают на гармонические составляющие и представляют в виде функций частот. Анализ таких разложений и составляет главную цель натурных исследований.

Земные и океанские приливы. Бóльшая часть исследований земных приливов связана с океанскими приливами. Там, где океанские приливы велики и хорошо изучены, как, например, в зал. Фанди, Ирландском море или вблизи Аляски, открывается заманчивая возможность исследовать локальную реакцию коры на нагрузки, приложенные со стороны океана, и получить представление о ее механических свойствах. Показания гравиметров иногда существенно искажаются отдаленными океанскими приливами. Вблизи берегов воздействие нагрузок со стороны океана составляет примерно 10 % гравитационного прилива, 25 % деформационного прилива и 90 % приливных вариаций наклона. По информации о земных приливах можно определить глобальное распределение тех океанских приливов, которые не сильно искажены эффектами на мелководье. Фаррел доказал, что Куо с сотрудниками получил правильный профиль трансконтинентального прилива. Согласование достигается при введении условия сохранения массы для приливов в Атлантическом океане. Главной и перспективной проблемой исследований земных приливов являются их подробные измерения точными инструментами на всем земном шаре.

Околосуточный резонанс. Джеффрис и Висент, а также Молоденский теоретически предсказали существование вариаций амплитуды земных приливов в околосуточной полосе частот, связанные с резонансом в мантии Земли и жидком ядре. Рочестер отметил, что либо интерпретация измерений, по которым определяется положение резонансной частоты, либо структура резонансной полосы не столь просты, как считается. Если околосуточный резонанс существует, то должна наблюдаться нутация с периодом 460 сут., которая почему-то никем долгое время не обнаруживалась и была открыта А. Тоомре только в 1974 г. Необходимую дополнительную информацию о земных приливах могут дать приборы, размещенные в специально выбранных точках наблюдений в разных частях земного шара. Вследствие того что наибольшие амплитуды вариаций наклона для суточных составляющих теоретически ожидаются на Южном полюсе, рассматриваются проекты проведения измерений наклона в скважинах во льду.

Разрежение. В некоторых сейсмически активных районах перед землетрясением наблюдались медленные изменения плотности пород коры и связанное с этим поглощение дополнительного количества грунтовых вод. Эти вариации определялись по изменению измеренного отношения скоростей сейсмических волн сжатия и сдвига. Бомон и Бергер представили теоретические доказательства, свидетельствующие, что разрежения влияют сильнее на приливные деформации и наклоны, чем на сейсмические волны. Для определения колебаний плотности, до сих пор обнаруживаемых только по сейсмическим данным, в будущем необходима непрерывная регистрация земных приливов наклономерами и тензометрами.

Станции в высоких широтах. С июня 1969 г. по июль 1970 г. в Лонгиербиене, Шпицберген (78°20′ с. ш., 15°52′ в. д.) производились наблюдения с помощью трех гравиметров Аскания и трех меридионально и трех широтно расположенных кварцевых маятников Вербаандерт Мельхиор. Для гравитационного коэффициента δ_{mf} двухнедельного прилива средневзвешенное значение составило $1{,}142 \pm 0{,}014$, но разброс данных трех гравиметров оказался большим — от 1,124 до 1,183. Для полугодового прилива (SSa) было получено значение гравитационного коэффициента $\delta_{ss} = 1{,}094 \pm 0{,}045$ со сдвигом фаз 3—4 дня.

С 1967 г. ведутся наблюдения на Южном полюсе на высоте 2810,4 м. Измерения в течение 107 сут. в 1970 г. позволили получить значение $\delta = 1{,}153 \pm 0{,}002$ для двухнедельных и месячных приливов и $\lambda = 0°{,}60 \pm 0°{,}40$ для фазового сдвига двухнедельного прилива. Джексон и Шлихтер зарегистрировали «запрещенные» суточные приливы с наибольшей амплитудой $(0{,}6062 \pm 0{,}003) \cdot 10^{-6}$ см·с$^{-1}$ в суточной полосе (K_1) и $(0{,}341 \pm 0{,}0015) \cdot 10^{-6}$ см·с$^{-1}$ (M_2) в полусуточной полосе, которые показаны на рис. 2. Проверка существования длительных колебаний внутренней части ядра показала, что ни одно из таких колебаний не приводит к появлению сигнала с амплитудой более $8 \cdot 10^{-9}$ см·с$^{-1}$.

Расположение обсерваторий на Южном полюсе имеет следующие преимущества: 1) амплитуды всех долгопериодных гравитационных приливов, согласно теории максимальны, в то время как амплитуда короткопериодных гравитационных приливов, которые должны отсутствовать на симметричной Земле, составляет амплитуду в диапазоне 10^{-7}—10^{-6} см·с$^{-1}$; 2) долгопериодные и полусуточные приливные колебания наклонов также должны отсутствовать, но суточные составляющие, важные для обнаружения околосуточного резонанса в жидкостном ядре, имеют максимальную амплитуду; 3) при наблюдении свободных мод расщепление отсутствует с точностью до первого порядка, поэтому регистрируемый сигнал должен иметь простой вид; 4) поправки на океанские при-

ливы малы и могут быть определены путем более тщательных измерений океанских приливов в южных морях.

Приборы. Инструменты для измерения земных приливов постоянно совершенствуются, что выражается в повышении их чувствительности и рентабельности. Для стационарного раз-

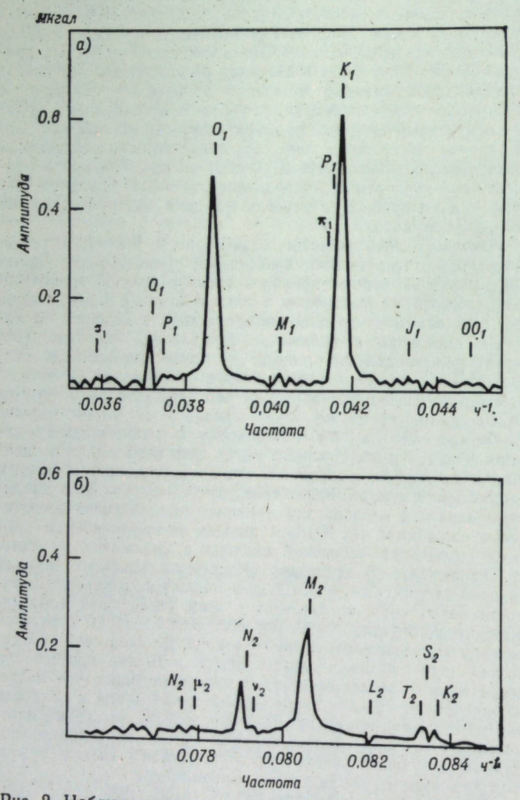


Рис. 2. Наблюдаемые спектры амплитуд суточной (*а*) и полусуточной (*б*) составляющих на Южном полюсе. (*Из B. V. Jackson and L. B. Slichter, The residual daily earth tides at the South Pole, J. Geophys. Res., 79(11): 1711—1715, copyright 1974 by the American Geophysical Union*)

мещения измерительных маятников в последнее время начали использоваться скважины. Так, Кабаниас опубликовал результаты измерения прилива M_2 с помощью трех наклономеров Артур Д. Литтл, установленных в скважине в 100 м от Бедфорда (штат Массачусетс). Показания этих трех приборов согласуются с точностью до 2 % по амплитуде и 1° по фазе. Результаты работы Харрисона в шахте Пурман продемонстрировали влияние полости шахты и поверхностной топографии на измерения приливных вариаций наклона и деформаций. Гудкиндом разработана миниатюрная модель высокостабильного гравиметра, основанного на явлении сверхпроводимости. Модель позволяет увеличить интервал между обновлением гелиевого охлаждения до нескольких месяцев. Следует надеяться, что этот прибор будет широко применяться в качестве стандартного. Установленные на Южном полюсе два гравиметра Ля Кост-Ромберг удовлетворительно сохраняют истинный уровень. В 1971 г. в эти приборы были внесены тщательные поправки на прямые и индуцированные воздействия барометрических изменений, а также на скорость дрейфа. На этой станции производятся также прецизионные измерения колебаний высшего качества в суточной и короткопериодной полосе частот с точностью до 10^{-9} см·с$^{-1}$.

Луис Б. Шлихтер

Лит.: C. Beaumont and J. Berger, Earthquake prediction: Modification of the earth tide tilts and strains by dilatancy, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 39: 111—122, 1974; M. Bonatz and T. Chojnicki, International Astro-Geo-Project Spitsbergen 1969/70, *Berechnung langperiodischer Gezeitenwellen fur die Gravimeterstation Longyearbyen, Mitteilungen ars dem Institut fur Theoretische Geodasie der Universitat Bonn*, vol. 7, 1972; R. A. Broucke, W. E. Zürn, and L. B. Slichter, Lunar tidal acceleration on a rigid Earth, in H. C. Heard et al. (eds.), *Flow and Fracture of Rocks*, Geophys. Monogr. 16, American Geophysical Union, 1972; W. E. Farrell, Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10: 761—797, 1972; J. Goodkind and W. Prothero, Tidal measurements with a superconducting gravimeter, *J. Geophys. Res.*, 77: 926—937, 1972; J. C. Harrison, Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements, *J. Geophys. Res.*, 81: 319—328, 1976; M. C. Hendershott, Ocean tides, *E. O. S.*, 54: 76—86, 1973; B. V. Jackson and L. B. Slichter, The residual daily earth tides at South Pole, *J. Geophys. Res.*, 79: 1711—1715, 1974; J. T. Kuo, Earth tides, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 260—262, 1975; J. T. Kuo et al., Transcontinental gravity profile across the U. S., *Science*, 168: 968—971; P. L. Lagus and D. L. Anderson, Tidal dissipation in the Earth and planets, *Phys. Earth Planet Interiors*, 1: 57—62, 1968; K. Lambeck, Effects of tidal dissipation in the oceans on the Moon's orbit and the Earth's rotation, *J. Geophys. Res.*, 80: 2917—2925, 1975; P. Melchior, *Earth Tides*, 1966; P. Melchior, Earth tides and polar motions, *Technophysics*, 13: 361—372, 1972; W. H. Munk, Once again-tidal friction, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 9: 352—375, 1968; W. H. Munk and G. J. F. MacDonald, *The Rotation of the Earth*, rev. ed., 1975; P. H. Sydenham, 2000 hr comparison of 10 m quartz-tube and quartz-catenary tidal strainmeters, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 38: 377—387, 1974; A. Toomre, On the "nearly diurnal wobble" of the Earth, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 38: 335—348, 1974.

Изменения климата

Долговременные флуктуации осадков, температуры, ветра и других характеристик климата Земли.

Климат Земли, как и сама Земля, имеет длительную историю, насчитывающую несколько миллиардов лет. Климатические флуктуации имели характерные временные масштабы — от наиболее длинных, доступных наблюдению (10^8—10^9 лет), до изменений от десятилетия к десятилетию (10^1 лет) и от года к году (10^0 лет). Процессы в атмосфере, океанах, криосфере (снежный покров, морские льды, континентальные ледниковые щиты), биосфере и литосфере, а также в некоторых внеземных объектах (например, на Солнце) являются частью климатической системы.

Современный климат можно назвать климатом ледниковой эпохи, так как в настоящее время большие участки поверхности суши покрыты ледниковыми щитами (Антарктида, Гренландия). За началом современной ледниковой эпохи можно проследить, хотя бы частично, по передвижениям континентальных плит. По мере продвижения Антарктиды к полюсу на ней начали развиваться ледниковые щиты примерно 30 млн. лет т. н. Несколько миллионов лет тому назад антарктический ледниковый щит достиг своих современных размеров, а на участках суши, ограничивающих Северную Атлантику с севера, начали появляться ледники. С тех пор в течение современной ледниковой эпохи произошло около десятка флуктуаций типа ледниковье — межледниковье.

Последнее ледниковье закончилось 15 000—6000 лет т. н. быстрым таянием североамериканских и европейских ледниковых щитов с сопутствующим подъёмом уровня моря. Современный климат является климатом межледниковья. Предмет настоящей статьи ограничен изменениями климата в пределах именно современного межледниковья и в основном климатическими флуктуациями за последние 100 лет, т. е. за период инструментальных наблюдений.

Данные наблюдений. Материалы инструментальных наблюдений за климатическими параметрами, такими, как температура и осадки, за последнее столетие имеются для многих точек земного шара. Для некоторых из них имеются временные ряды длительностью до 200 лет. По этим данным можно судить о межгодовой изменчивости параметров климата, об изменениях от десятилетия к десятилетию, но, разумеется, нельзя делать выводов о более долгопериодных флуктуациях. Данные инструментальных наблюдений являются неполными даже для изучения короткопериодных флуктуаций, так как большинство наблюдений проведено на континентах, которые занимают всего лишь 29 % площади поверхности Земли, и ограничено приземным слоем воздуха. Аэрологические наблюдения, на основе которых можно изучать баланс массы, количества движения и энергии атмосферы, а также статистическую структуру крупномасштабной циркуляции, проводятся всего лишь в течение 20 лет, причем в основном над континентами. Только спутниковые наблюдения открыли возможность для глобального мониторинга компонентов радиационного баланса Земли (планетарного альбедо, с помощью которого оценивается поглощение приходящего к планете солнечного излучения и уходящего от нее потока длинноволнового излучения). См. *Метеорологические спутники, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

В описании современного климата имеются существенные пробелы. Так, например, данные об осадках, особенно над океанами, очень скудны. Материалы о циркуляции над океанами, переносе тепла и изменениях энтальпии являются далеко не полными. Кроме того, солнечная радиация изучена не настолько хорошо, чтобы можно было определить ее реальную изменчивость и влияние флуктуаций солнечного излучения на климат.[1] Таким образом, оказывается, что, хотя климатические флуктуации зарегистрированы по инструментальным наблюдениям, определить их истинные размеры и форму, а также установить их причины, с точки зрения оптимистов,— трудно, а по мнению пессимистов,— практически невозможно.

Данные инструментальных наблюдений, несмотря на их неадекватность для описания глобального климата, все же дают возможность определить региональные изменения климатических условий. Так, было установлено потепление в высоких широтах северного полушария в первой половине XX в. В течение 60-х годов наблюдалось похолодание в высоких и умеренных широтах северного полушария; в начале 70-х годов в северных районах муссонной области стран Азии и Африки наблюдались засушливые условия.

Под эгидой Всемирной метеорологической организации и Международного совета научных союзов в рамках Программы исследования глобальных атмосферных процессов разрабатываются планы всестороннего исследования глобальной климатической системы, а именно атмосферы, океанов, морского льда и обладающих сильной изменчивостью свойств поверхности суши.

Причины. Существует много гипотез о том, какие именно внеземные процессы являются причиной климатических флуктуаций. Некоторые из этих процессов перечислены ниже.

Солнечное излучение. Временной масштаб возможных изменений светимости Солнца составляет 10^8—10^9 лет. Если эти изменения действительно имели место, то, несомненно, должны были оказать влияние на климат. В ограниченных областях солнечного спектра наблюдаются изменения интенсивности излучения, но каким образом с ними могут быть связаны изменения климата — неясно. См. *Солнечная энергия.*

Параметры земной орбиты. Вариации орбитальных параметров, а именно эксцентриситета орбиты, ее прецессии и наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты, приводят к небольшим, но, по-видимому, значимым изменениям широтного и сезонного распределения солнечной радиации, временной масштаб которых составляет 10^4—10^5 лет.

Движения земной коры. Спрединг океанского дна и дрейф континентов, подъем континентальных плит и процессы образования гор имеют очень большие временные масштабы (10^5—10^9 лет) и должны приводить к изменениям климата. См. *Морская геология.*

Вулканическая активность. В результате вулканической деятельности происходит эмиссия газов и частиц, которые приводят к образованию стратосферного аэрозоля, что может служить причиной климатических изменений во всех временных масштабах.

Внутренняя изменчивость климатической системы. Составляющие части климатической системы (атмосфера, океан, криосфера, биосфера, поверхность суши) связаны между собой разными механизмами обратной связи, временной масштаб которых лежит в пределах от 10^0 до 10^9 лет. В принципе эти процессы могут привести к флуктуациям достаточной величины и длительности, которыми можно объяснить любые наблюдаемые изменения климата. Так, временные масштабы взаимодействия океана и атмосферы составляют от 10^0 до 10^3 лет, а взаимодействия в системе океан—атмосфера—криосфера — от 10^0 до 10^5 лет. Было выдвинуто несколько гипотез, которые объясняли переходы ледниковье—межледниковье сложными внутренними связями между атмосферой, океаном и криосферой (например, периодическими нарастанием и разрушением антарктического ледникового щита, изменениями площади морских льдов и глубоководной циркуляции). В настоящее время проводится интенсивное изучение взаимодействия океана и атмосферы как возможной причины короткопериодных климатических флуктуаций. Было установлено, что аномалии температуры океана как в экваториальных, так и в умеренных широтах бывают связаны с аномалиями атмосферной циркуляции. Атмосферная циркуляция играет доминирующую роль в установлении поля температур океана (путем изменения ветровых течений, апвеллинга, радиационного обмена, испарения и т. д.), однако аномалии температуры океана могут сохраняться месяцами вследствие большой теплоемкости океанов. Таким образом, возникают дополнительные источники тепла, которые могут в свою очередь послужить причиной аномальных движений атмосферы. См. *Взаимодействие океана и атмосферы.*

Деятельность человека. Вырубка лесов и другие крупномасштабные изменения способов землепользования, а также антропогенные изменения количества аэрозоля и концентрации CO_2 в атмосфере — все это может стать причиной изменения глобального климата. Вследствие неполноты данных наблюдений до сих пор еще не удалось установить вклад антропогенных возмущений (по сравнению с естественными факторами) в современные климатические флуктуации[1]. Однако имеются веские основания полагать, что деятельность человека может привести к значительным изменениям климата в течение нескольких ближайших десятилетий. См. *Воздействие на погоду, Загрязнение атмосферы.*

Вероятно, по крайней мере некоторые из перечисленных выше процессов играли роль в климатических флуктуациях прошлого (маловероятно, что все изменения климата в прошлом были обусловлены действием только одного фактора). Кроме того, некоторые процессы могли действовать одновременно или в разной последовательности. Реакция климатической системы на внешние возмущения могла зависеть от ее начального состояния, которое в свою очередь зависело от предшествующей эволюции климатической системы, так как характерные времена релаксации океанов и криосферы велики. Возможно, что равновесных состояний климата не существует вообще и климатическая система находится в процессе непрерывных изменений.

Моделирование. Вследствие сложности реальной климатической системы для изучения отдельных процессов и взаимодействий используются упрощенные численные модели. Некоторые из них описывают глобальные средние условия, а другие, в частности атмосферные модели, наоборот — отдельные характеристики климата. В настоящее время все модели находятся на ранней стадии развития, но несомненно, что они будут способствовать пониманию климатических процессов и позволят оценить влияние деятельности человека на климат. См. *Климатология, Общая циркуляция атмосферы.*

Джон Е. Кутбах

Взаимодействие океана и атмосферы. Изменения климата как в прошлом, так и в настоящее время связаны с процессами и в атмосфере, и в океане.

Наиболее важный источник климатических флуктуаций, временной масштаб которых составляет более одного года, по-видимому, локализован в экваториальной области Тихого океана. В этой зоне преобладают восточные ветры, которые вызывают ветровые течения в западном направлении с отклонением (за счет вращения Земли) по отношению к направлению ветра вправо в северном полушарии и влево в южном. В результате возникает апвеллинг холодных вод в районе экватора, а их последующее широтное перемешивание приводит к образованию полосы холодных поверхностных вод шириной в несколько сотен километров, протянувшейся вдоль экватора от берегов Южной Америки до меридиана 180°, т. е.

[1] Масштаб вариаций излучения Солнца, т. е. солнечной постоянной, в настоящее время получен путем прямых измерений со спутников. Изменения от года к году, по-видимому, не превышают 0,1 %. Средняя дисперсия, полученная по ряду длиной 23 мес, составляет около 0,05 %. Влияние изменений солнечной постоянной на климат изучено с помощью моделей теории климата. Изменение солнечной постоянной на 0,1 % вызывает изменение средней планетарной температуры приблизительно на 0,15 °С. (*Прим. пер.*)

[1] В настоящее время установлено, что в течение последнего столетия вклад антропогенного увеличения содержания CO_2 в атмосфере в изменчивость средней годовой температуры воздуха в северном полушарии был сопоставим с влиянием колебаний прозрачности атмосферы, обусловленных главным образом вулканической деятельностью. Антропогенное увеличение содержания атмосферного CO_2 к концу 1980 г. составляло 17 % по сравнению с доиндустриальным уровнем. (*Прим. пер.*)

на целую четверть длины окружности Земли. См. *Апвеллинг.*

Аналогичные процессы происходят в экваториальном поясе Атлантики, однако там поднимающиеся глубинные воды занимают меньшую площадь и менее холодны, чем в Тихом океане. В Индийском океане устойчивых восточных ветров нет и, следовательно, нет и экваториального апвеллинга.

Интенсивность экваториального апвеллинга изменяется в зависимости от интенсивности экваториальных восточных ветров, а поскольку эта ветровая система поддерживается южными ветрами, дующими вдоль западных берегов Южной Африки и Южной Америки, аномалии атмосферной циркуляции в южном полушарии влияют на процессы в тропических широтах. В этой системе имеются положительные обратные связи: например, усиление экваториального переноса усиливает апвеллинг и охлаждение поверхностных вод Тихого океана в экваториальной области, что приводит к усилению температурных контрастов и дальнейшему усилению восточных ветров. Известным примером существования такой системы обратных связей служит наличие так называемой южной осцилляции, т. е. одновременных аномалий противоположного знака атмосферного давления в тропических областях Тихого океана, с одной стороны, и в Индийском океане — с другой. (Линия раздела проходит около 165° в. д.) Поскольку смена знаков происходит нерегулярно, термин «осцилляция» нельзя понимать буквально. Средняя продолжительность каждого цикла составляет два-три года.

Цикличность тропических осадков длительностью больше года хорошо согласуется с ходом давления, если только она не нарушается локальными факторами. Согласно спутниковым фотографиям, при положительной аномалии давления над Тихим океаном, соответствующей сильным восточным ветрам и усиленному апвеллингу, в большей части экваториальной области Тихого океана уменьшается количество осадков, а при отрицательной аномалии в центральной и западной частях этой области идут сильные дожди. В годы экстремального поведения Эль-Ниньо эти дожди могут распространиться даже на обычно засушливое северное побережье Перу.

При избытке осадков в районе экватора большее количество тепловой энергии преобразуется в кинетическую энергию общей циркуляции, что приводит, в частности, к усилению зимних пассатов и западных ветров в умеренных широтах. При аномалии южной осцилляции другого знака пассаты ослабевают и западный перенос выражен слабее. В результате в тех областях, где преобладают северные ветры, зимы становятся более холодными, а в областях, где преобладают южные ветры,— более мягкими.

Я. Бьеркнес

Лит.: H. P. Berlage, *The Southern Oscillation and World Weather*, Kon. Ned. Meteorl. Inst. Meded. Verh. no. 88, 1966; J. Bjerknes, A possible response of the Hadley circulation to variations of the heat supply from the equatorial Pacific, *Tellus*, 18: 820—829, 1966; R. A. Bryson and T. J. Murray, *Climates of Hunger: Mankind and the World's Changing Weather*, 1977; М. И. Будыко, Изменения климата.— Л., 1974; R. W. Fairbridge (ed.), *Solar Variations, Climatic Change, and Related Geophysical Problems*, Ann. N. Y. Acad. Sci. no. 95, 1961; H. H. Lamb, *Climate: Present, Past and Future*, vol. 1: *Fundamentals and Climate Now*, 1972; *Long-Term Climatic Fluctuations: Proceedings of the WMO-IAMAP Symposium*, 1975; S. H. Schneider and R. E. Dickinson, Climate modelling, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12: 447—493, 1974; H. Shapley (ed.), *Climatic Change*, 1953; Study of man's impact on climate, in *Inadvertent Climate Modification*, 1971; C. Tickell, *Climatic Change and World Affairs*, 1977; U. S. National Academy of Sciences, *Understanding Climatic Change: A Program for Action*, 1975; G. Walker, *World Weather VI*, Mem. Roy. Meteorol. Soc., vol. 4, no. 39, 1937.

Изменения уровня моря

Колебаниями уровня моря, на которые впервые обратил внимание человек, были, по-видимому, волны, затем им были замечены подъем и спад воды в приливах. Дальнейшие исследования (и тщательные измерения) обнаружили, что уровень моря постоянно изменяется, а его среднее значение (средний уровень моря) существенно зависит от числа и продолжительности регулярных наблюдений. Более того, поверхность моря не является даже уровенной поверхностью. См. *Расчетные поверхности уровня моря.*

Изменения в пространстве. Конкретные доказательства того, что поверхность моря не перпендикулярна вертикальной отвесной линии, были получены прецезионными измерениями уровня вдоль Атлантического побережья США (рис. 1).

Влияние ускорения Кориолиса. Уровень моря у побережья штата Мэн примерно на 30 см выше, чем в районе Флориды, а самый большой наклон отмечен вблизи м. Хаттерас, штат Северная Каролина. Это происходит потому, что вода в море находится в постоянном движении, на которое влияет вращение Земли: жидкость отклоняется вправо (если смотреть сверху) в северном полушарии и влево — в южном. Описанный эффект является следствием ускорения Кориолиса. См. *Ускорение и сила Кориолиса.*

Вдоль восточного побережья США в открытом море на север движутся воды Гольфстрима, в то время как ближе к берегу, на шельфе, течение направлено к югу. Его водные

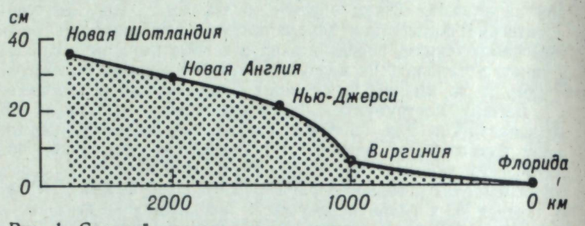


Рис. 1. Средний уровень моря с севера на юг вдоль восточного побережья Северной Америки (отсчет ведется от уровня моря в районе Флориды). (*Основано на данных из H. U. Sverdrup et. al., The Oceans, Prentice-Hall, 1942*)

массы отклоняются на запад и образуют поднятия вдоль береговой линии. В районе Новой Англии и Среднеатлантических штатов, где поток с севера на юг максимален, вспучивание сильнее, чем в районах южнее м. Хаттерас, так как в этих местах Гольфстрим, имеющий противоположное направление, проходит ближе к берегу.

Описанный эффект характерен не только для прибрежных районов. В каждом океане есть по крайней мере одно кольцо течений, в котором водные массы более или менее постоянно движутся по кругу. В северном полушарии, если поток направлен по часовой стрелке, вода будет накапливаться в центре кольца до тех пор, пока отклоняющая сила вращения Земли не уравновесится гравитационной составляющей, которая заставляет воду двигаться вниз от центра вращения. И наоборот, если поток направлен против часовой стрелки, то в центре кольца вращения будет понижение уровня моря. См. *Океанские течения.*

Так, например, в Северной Атлантике в районе Бермудских островов (которые находятся вблизи центра направленной по часовой стрелке круговой циркуляции) уровень моря должен быть выше, чем к юго-востоку от Исландии, где вода циркулирует в обратном направлении. Насколько велика эта разница, точно не известно из-за трудностей проведения прецезионных измерений уровня в открытом океане, однако по имеющимся результатам океанографических исследований ее можно оценить в 1—2 м.

Если бы ускорение Кориолиса было единственным фактором, влияющим на уровень моря, поверхность моря визуально воспринималась бы как плоская поверхность, почти перпендикулярная отвесной линии, но с поднятиями порядка 1 м или менее вблизи Бермудских островов, Японии и в средних широтах южного полушария. Опускания уровня моря должны были бы наблюдаться вблизи Исландии, в зал. Аляска, а также возле Антарктиды, опоясанной кольцом течений, в котором вода движется по часовой стрелке.

Влияние атмосферного давления. На отклонение уровня моря от среднего значения влияет неравномерность атмосферного давления. Если над некоторой областью океана давление выше, а над другой — ниже, то вода будет стремиться перейти в область с более низким давлением. Таким образом, поверхность моря ведет себя как обратный барометр: она располагается выше там, где давление воздуха ниже, и наоборот. См. *Давление воздуха.*

Разности атмосферного давления в 1 гПа соответствует (очень приблизительно) разность уровня моря в 1 см. Расхождение давления в среднем таково, что оно ослабляет различия в уровне, вызванные рассмотренными выше динамическими эффектами. Так, например, вблизи Исландии атмосферное давление низкое, а на Бермудских и Азорских островах — высокое. Средняя разность составляет около 20 гПа, так что если на океан действовало бы только атмосферное давление, то поверхность океана у Исландии была бы на 20 см выше, чем вблизи Бермудских и Азорских островов. Фактическая разность уровней моря должна отражать совместное воздействие как сил, связанных с вращением Земли и океанскими течениями (эффект Кориолиса), так и сил, возникающих за счет вариаций атмосферного давления.

Барьеры и различия в плотности. Данный эффект наблюдается в тех районах океана, где морская поверхность разделена сушей. Точные измерения, проведенные у берегов Северной Америки, показали, что уровень моря у Тихоокеанского побережья примерно на 50 см выше, чем у Атлантического. Возможно, что частично эта разность уровней обусловлена течениями и ветрами, однако важную роль играют и плотностные различия морской воды.

Вода, в том числе и морская вода, при изменении температуры расширяется или сжимается. В море, кроме того, это свойство усложняется присутствием соли, поскольку с изменением ее концентрации плотность воды также изменяется. Итак, единичная масса холодной и соленой воды имеет меньший объем, и, следовательно, уровень будет ниже, чем в случае теплой и пресной воды. См. *Морская вода.*

Предположим, что где-то в океане на большой глубине все изобарические поверхности (поверхности постоянного давления) горизонтальны. Это эквивалентно тому, что любые два столбика воды с одинаковыми площадью и массой располагаются основаниями на одном уровне. Последнее справедливо для произвольного распределения температуры и солености. Однако если плотность воды в одном из столбиков меньше, чем в другом, его поверхность будет располагаться выше.

Изменения во времени. В данной точке уровень моря меняется каждую секунду, каждый час, даже от столетия к столетию. Самые медленные регулярные колебания морской поверхности, доступные визуальному наблюдению,— это колебания с периодами около 12 и 24 ч. См. *Приливы.*

Короткопериодные изменения. Менее регулярными, чем приливы, являются колебания с периодом от нескольких дней до одной-двух недель. Они вызваны перемещениями областей высокого и низкого давления и дают другой пример того, что поверхность моря выступает в роли обратного барометра. Когда над океаном движется область низкого давления, уровень возрастает; по мере того как она уходит к берегу и замещается областью высокого давления, он вновь опускается. Площадь морской поверхности, которая испытывает такие колебания, определяется масштабом атмосферных процессов, и ее характерный размер — несколько сотен километров. Амплитуда колебаний уровня моря зависит от разности атмосферного давления и может составлять 10—20 см (и несколько больше).

Иногда значительные поднятия уровня моря, несущие разрушения, вызываются сильными атмосферными бурями и сохраняются в течение нескольких дней. Считается, что в трех четвертях случаев причиной человеческих жертв во время ураганов является не сам ветер, а вызванные им длинные волны, приводящие к наводнениям. Источники этих волн — низкое давление в центре штормовой области, называемом «глазом бури», и ветер, нагоняющий воду на берег (особенно в мелководных районах). См. *Штормовой нагон.*

Сезонные изменения. Годовые колебания поверхности океана, хотя и не столь впечатляющи, однако происходят гораздо более регулярно. При этом во всех средних широтах уровень моря максимален осенью и минимален весной. Это, безусловно, означает, что если произошел подъем океанской поверхности вдоль побережья США, Европы и Японии (осень северного полушария, весна южного полушария), то вблизи Южной Америки, Южной Африки и Австралии уровень моря понизился. В среднем годовое изменение уровня составляет 20 см, хотя в некоторых экваториальных районах его колебания близки к нулю, а на северном побережье Бенгальского залива изменения уровня моря достигают 1 м. В открытом океане колебания уровня меньше, чем вблизи континента, но тем не менее согласованы с ними по фазе. Из этого следует, что в сентябре уровень моря поднимается в Атлантическом океане в широтном поясе 20—40° с. ш. повсеместно от Соединенных Штатов до Европы. В то же самое время и в том же широтном диапазоне Тихого океана уровень также выше, а в умеренных широтах южного полушария — ниже своего среднего значения.

Севернее 40° с. ш. происходят аналогичные колебания морской поверхности, характеризующиеся примерно той же амплитудой, что и средние широтные изменения, но сдвинутые относительно них по фазе: максимальный уровень наблюдается зимой, а минимальный — летом. Для того чтобы можно было сказать, синхронны или нет колебания в высоких широтах южного полушария колебаниям в соответствующих широтах северного полушария, данных пока недостаточно. Изменения уровня океана для двух областей северного полушария показаны на рис. 2.

Отсутствие необходимых сведений об океанских течениях (за исключением одного-двух районов) не позволяет рассчитать в полном объеме сезонные вариации за счет влияния ускорения Кориолиса. Имеющиеся данные по восточному побережью США и Бермудским островам указывают на то, что изменение скорости Гольфстрима, по-видимому, связано с отличиями в наклоне поверхности этих двух точек: при этом, однако, остается неясным, почему и на побережье, и в районе Бермудских островов уровень моря должен возрастать одновременно.

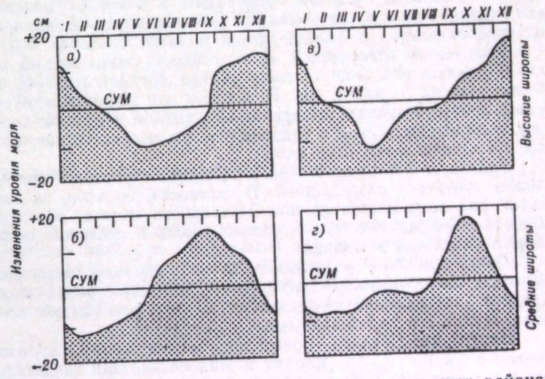


Рис. 2. Сезонные изменения уровня моря в северных районах Тихого океана (*а*, *б*) и Атлантики (*в*, *г*).

а) 60° с. ш., 140° з. д.; *б*) 32° с. ш., 132° з. д.; *в*) 61° с. ш., 48° з. д.; *г*) 33° с. ш., 80° з. д. *СУМ* — средний уровень моря.

Сезонные изменения атмосферного давления в большинстве случаев недостаточно велики, для того чтобы эффект обратного барометра явился причиной наблюдаемых вариаций уровня моря. Для исключения в этих расчетах влияния сезонных изменений воздушных масс над всем Мировым океаном требуется высокая точность. Морская вода почти несжимаема, поэтому только большие градиенты давления могут вызвать заметные изменения уровня моря. При этом потоки воздушных масс на континенты зимой и на море летом учитываться не должны. Только вблизи Японии и Исландии изменение давления в течение года настолько значительно, что примерно третья часть наблюдаемых колебаний уровня моря может быть отнесена на их счет. В большинстве же районов океана в тех случаях, когда изменение атмосферного давления должно было бы вызвать подъем морской поверхности, на самом деле происходит ее опускание, и наоборот.

В средних широтах в течение года плотность морской воды заметно меняется. Так, в конце лета верхний 400-м слой океана становится на несколько градусов теплее, чем зимой. Более теплая вода устанавливается на 10—20 см выше, чем та же масса холодной морской воды. Именно этим эффектом можно объяснить две трети измеренных вариаций уровня моря в средних широтах.

В более высоких широтах северного полушария (где максимум уровня моря достигается спустя три месяца после максимума в умеренных широтах) сезонные изменения температуры океана недостаточны, чтобы объяснить наблюдаемые изменения уровня, и не соответствуют им по фазе.

Сезонные колебания солености обычно меньше вариаций температуры. Единственное место, где это утверждение неверно,— Бенгальский залив, в котором наблюдаются максимальные годовые изменения уровня моря. Развивающийся в этом районе летний муссон сопровождается чрезвычайно обильными дождями и ветрами, направленными на берег. Эти факторы совместно формируют прибрежный слой слабо соленой воды, которая зимой замещается холодной и более соленой водой. Большая часть наблюдаемых изменений уровня моря происходит за счет низкой солености летнего прибрежного слоя; возможно, высокая температура воды и превалирующие в этот период ветры усиливают эти явления.

Необходимо рассмотреть и четвертую возможность. Обсуждая выше роль солености, мы предполагали, что общая масса воды и соли в океане в течение года остается постоян-

ной. Для конкретных районов это условие может не выполняться. Изменения солености обусловлены главным образом сезонными колебаниями испарения и осадков, т. е. балансом пресной воды у поверхности океана; внутренние притоки могут компенсировать эти процессы не полностью.

Далее, имеются некоторые доказательства того, что даже общая масса пресной воды в океанах в течение года не остается постоянной. Как океанографические, так и гидрологические исследования и оценки утверждают, что в конце зимы северного полушария, в марте, воды в Мировом океане меньше.

Этот дефицит образуется за счет воды, оставшейся на континентах в виде снега и грунтовых вод и постепенно в течение летних месяцев возвращающейся в океан. Аналогичные процессы должны были бы происходить и в южном полушарии, однако суша в его холодных районах не столь обширна и, следовательно, в зимний сезон меньше запасает влаги.

Количество вовлеченной во влагооборот воды весьма велико, однако она может изменить его средний уровень не более чем на 1 или 2 см. Поскольку эти изменения очень малы, соответствующие измерения не слишком надежны; впрочем, океанографические и гидрологические оценки согласуются как по величине, так и по фазе.

Задача о причинах сезонных изменений уровня моря не может считаться разрешенной. В частности, не ясно, за счет каких сил сохраняется наклон поверхности океана, образующийся в тот момент, когда уровень воды в северном полушарии выше, чем в южном.

Долгопериодные изменения. До сих пор количественное описание обнаруженных медленных изменений уровня моря представляет немалые трудности из-за того, что не для всех океанов имеется ряд непрерывных наблюдений.

Длительные записи показаний мареографов получены только в Европе, США, Японии и Индонезии. Они свидетельствуют о том, что уровень океана более или менее постоянно растет в течение нескольких лет, поднимаясь примерно на 1 м, а затем быстро или медленно падает вновь.

Иные индикаторы, например древние береговые линии, указывают, что в прежние века уровень моря был, возможно, на десятки метров выше, чем в настоящее время. Причины этих изменений останутся загадкой до тех пор, пока не появится более полная информация о распространенности и продолжительности этих явлений. Так, например, медленные изменения уровня океана могли быть вызваны и могут повториться как следствия таяния и роста гигантских ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии, объем которых достаточен, чтобы поднять уровень моря на несколько десятков метров. См. *Гидрология, Гляциология.*

Джун Г. Паттулло

Измерение влагосодержания

Измерение относительного содержания воды в газе, жидкости и твердых (сыпучих или порошкообразных) веществах. Почти все вещества содержат несвязанную воду; ее относительное количество зависит от физических и химических свойств вещества. Необходимость измерения и регулирования влагосодержания обычно определяется экономическими показателями, торговыми и юридическими нормами.

Термину «влагосодержание» соответствует ряд синонимов, многие из которых специфичны для определенных областей промышленности, типов изделий или веществ. Под влагосодержанием обычно подразумевается отношение количества воды в монолитных, сыпучих или жидких веществах к количеству либо сухого, либо влажного вещества. В последнем случае влагосодержание представляет собой количество воды в единице массы или объема влажного вещества. Предпочтительной является первая форма выражения. Влажная основа распространена в большинстве отраслей промышленности. В текстильной промышленности для оценки влагосодержания волокна используется сухая основа. Часто влагосодержание определяют как отношение (%) массы воды в веществе к массе абсолютно сухого (тщательно высушенного) вещества. Связь между влагосодержанием при влажной и сухой основе показана на рис. 1.

Влагосодержание воздуха характеризуют влажностью — абсолютной или относительной. Абсолютная влажность представляет собой массу водяного пара в единице массы сухого воздуха и часто называется просто влажностью.[1] Относительная влажность — это отношение парциального давления паров воды в реальной атмосфере к давлению насыщенного водяного пара при существующей температуре среды, обычно выраженное в процентах. Относительная влажность обычно сообщается метеорологическими службами, поскольку эта характеристика хорошо описывает степень насыщения воздуха водяным паром. Однако воздух, насыщенный паром при 10 °С, окажется довольно сухим (относительная влажность 17 %), если его нагреть до 40 °С. Такая изменяющаяся характеристика в ряде случаев может быть неудобной, например, в задачах, связанных с кондиционированием воздуха, горением или химической обработкой. В связи с этим часто более удобными являются абсолютные единицы, например, точка росы или количество воды в единице массы сухого воздуха. Точкой росы называют температуру, при которой данная смесь воздуха и пара становится насыщенной водяным паром.

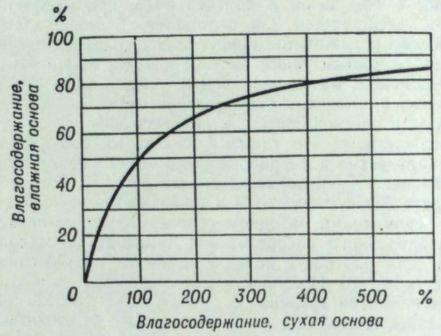


Рис. 1. Соотношение значений влагосодержания при сухой и влажной основе.

ГАЗЫ

Измерению влагосодержания газов и смесей воздуха и газов придается большое значение в промышленности. Для таких измерений используется ряд серийно изготавливаемых приборов; принципы их действия основаны на конденсации водяного пара в индикаторах точки росы, изменении размеров влагочувствительных элементов в гигрометрах различных типов, установлении термодинамического равновесия в психрометрах и поглощении влаги в весовых, электрокондуктивных и в диэлектрических приборах.

Большое влияние влажности на комфортные условия хорошо известно. В связи с этим отрасли промышленности, связанные с кондиционированием воздуха, существенно развились благодаря изготовлению оборудования для поддержания температуры и влажности, соответствующих комфортным условиям. Кондиционирование воздуха в промышленности обусловлено также технологическими потребностями. В текстильной промышленности широко используется регулирование влажности в ткацких, чесальных, прядильных и других цехах из-за того, что влага, содержащаяся в текстильном волокне или поглощенная им, оказывает влияние на технологический процесс. Предприятия по изготовлению бумаги сталкиваются с аналогичными проблемами; это относится также к определенным химическим и другим производствам, в которых регулирование влажности является важным средством достижения требуемого качества продукции.

Регулирование влажности имеет большое значение при хранении веществ, особенно гигроскопических, и пищевых продуктов. Во многих случаях влажность должна поддерживаться на высоком уровне, как, например, при хранении яблок или овощей, а небольшая влажность необходима при хранении сухого молока, яиц и других подобных продуктов.

Комфортные условия нарушаются при высокой влажности, поскольку воздух оказывается настолько близко к состоянию насыщения, что не может поглощать влагу с поверхности кожи человека и таким образом способствовать ее охлаждению. Чем выше температура воздуха, тем больше влаги он может содержать. Эмпирическое правило для выявления дискомфортных условий заключается в том, что если сумма значений температуры (по Фаренгейту) и относительной влажности составляет 130 и более, то комфортные условия отсутствуют. См. *Влажность.*

Психрометры. Психрометр — прибор для измерения влажности в воздухе или в газах, состоящий из двух термометров. Резервуар одного термометра обернут влажной тканью (смоченный термометр); резервуар другого термометра остается открытым (сухой термометр). Испарение воды с увлажненной ткани смоченного термометра вызывает понижение температуры резервуара и по разности показаний двух термометров можно определить абсолютную или относительную влажность. Точность измерений увеличивается, если скорость движения газа или воздуха составляет у резервуара смоченного термометра 4,5—6 м·с$^{-1}$. При определении влагосодержания воздуха или газа по показаниям двух термометров обычно используются психрометрические таблицы или номограммы. См. *Психрометр, Психрометрия.*

Гигрометры. Принцип действия гигрометров основан на изменении размеров гигроскопических чувствительных элементов, таких, как человеческий волос, органические пленки и пластмассы. Показания гигрометров наиболее надежны при относительной влажности от 15—20 до 85—90 % и температуре примерно 0—70 °С. Эти приборы более стабильны, если они не подвергаются воздействию экстремальной температуры или влажности. При низких температурах значительно увеличивается их инерционность. При комнатной температуре погрешность измерения относительной влажности составляет около 3 %.



Рис. 2. Весовой гигрометр, основанный на измерении массы поглощенной влаги.

Электролитический гигрометр. Основан на зависимости электрической проводимости гигроскопической соли от влажности. Проводимость раствора зависит от его концентрации (количества воды, если содержание соли остается постоянным) и от температуры. См. *Гигрометр.*

Весовой гигрометр. Изменение массы поглощающего вещества может быть использовано для измерения его влагосодержания; этот метод известен как весовая гигрометрия. Измерение влагосодержания в газах осуществляется путем протяжки газа известного объема сквозь хороший осушитель, такой, как пятиокись фосфора, силикатный желатин или другое аналогичное вещество, и определения изменения его массы. Весовой гигрометр считается эталонным прибором и часто применяется при точной градуировке других приборов. В весовом гигрометре необходимо обеспечить такие условия, при которых весь газ или воздух находились бы в контакте с осушителем в течение достаточного времени, гарантирующего полное поглощение паров воды. Кроме того, необходимы точные начальное и конечное взвешивания. Принцип действия прибора поясняется на рис. 2.

Гигроскопические вещества могут применяться непосредственно для оценки изменений количества влаги в воздухе. В индикаторе влажности Олдрича используется открытый шарик из хлопка, прикрепленный к одному из плеч коромысла чувствительных весов; другое плечо служит указателем (рис. 3). Здесь существенно, что масса влагочувствительного материала изменяется только при изменении относительной влажности окружающей атмосферы.

Индикаторы и регистраторы точки росы. По мере охлаждения температура паров воды достигает значения, при котором начинается изменение фазового состояния водяного пара на жидкое или твердое. Эта температура известна как точка росы. Классический метод определения точки росы состоит в медленном охлаждении полированной металлической поверхности до тех пор, пока не начнется конденсация; температура, при которой появляется первая капелька, считается точкой росы. Одним из простейших гигрометров точки росы является сосуд для образования росы. Он представляет собой полированный металлический стакан, содержащий эфир или другую быстро испаряющуюся жидкость, в которую помещен точный стеклянный ртутный термометр. Сквозь эту жидкость пропускают воздух, понижая ее температуру и температуру металлического стакана, до тех пор пока на поверхности стакана не появится роса (конденсат) (рис. 4). См. *Точка росы.*

Приборы такого типа могут обеспечивать высокую точность при условии, что применяются правильные технические приемы. Они широко используются для измерения содержания паров воды в топочных газах, парах бензина, сжатых газах и в других случаях. Более усовершенствованные приборы

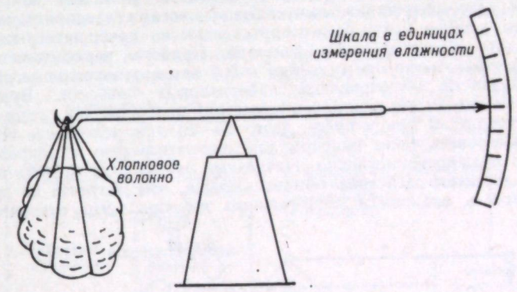


Рис. 3. Индикатор влажности Олдрича.

имеют систему охлаждения и закрытые конструкции для содержания пробы, а конденсация наблюдается сквозь смотровые окна. В других приборах точка конденсации регистрируется с помощью фотоэлементов, управляющих нагреванием и охлаждением поверхности, на которой образуется конденсат. Аппаратуру для определения точки росы можно усовершенствовать, используя принцип камеры туманов Вильсона: проба газа сжимается и затем выпускается в атмосферу, при этом она охлаждается вследствие адиабатического расширения. Посредством повторения опытов может быть получено то начальное значение давления газа в камере, при котором в процессе последующего расширения формируется облако или туман. Точка росы вычисляется по соотношению начального и конечного давлений.

Рис. 4. Индикатор точки росы с ручным управлением.

Другие методы. Существует несколько других менее распространенных методов определения количества водяного пара в газах или в воздухе.

Разность теплопроводностей сухого и влажного воздуха можно определить путем измерения электрического сопротивления (температуры) нагретых проволок, помещенных в небольшие камеры. Метод измерения основан на различиях состава газа. Обычно используется мостовая схема и две камеры, куда помещены датчики в виде нагретых нитей; одна камера содержит сухой воздух в качестве эталона, а другая — ту пробу, которая подвергается исследованию.

Спектроскопические методы и методы, основанные на изменении коэффициента преломления и на измерении давления или объема после поглощения паров воды из пробы, использовались в порядке эксперимента.

ЖИДКОСТИ И ТВЕРДЫЕ ВЕЩЕСТВА

Аппаратура для измерения и регулирования влаги в жидких и твердых веществах интенсивно совершенствовалась в течение последних 20 лет. Это обусловлено в значительной мере большими потребностями в такой аппаратуре для многих процессов, критичных к точному поддержанию заданной

[1] Чаще абсолютную влажность определяют как массу водяного пара в граммах, содержащегося в 1 м^3 влажного воздуха. (*Прим. пер.*)

влажности. Часто требуется, чтобы после предварительной обработки в изделии содержалось определенное количество влаги. В общем случае, однако, жесткий контроль влагосодержания чаще осуществляется при выпуске конечной продукции, для того чтобы гарантировать ее качество и соблюдение юридических и торговых норм.

Типы приборов. Приборы, предназначенные для измерения влагосодержания, выпускаются многими предприятиями. Эти приборы могут быть подразделены на приборы периодического и непрерывного действия. Приборы периодического действия обычно представляют собой автоматизированные разновидности общепринятых лабораторных приборов. Время установления показаний периодических приборов, как правило, составляет 2 мин и более, часто 15—20 мин, вследствие чего использовать такие приборы для автоматического регулирования влажности неудобно. Начальные затраты на прибор периодического действия обычно меньше, чем затраты на измеритель влажности непрерывного действия. Это относится

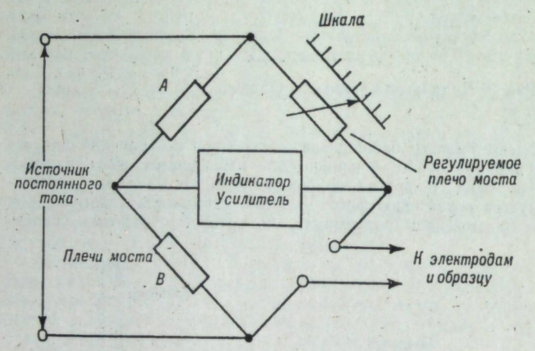


Рис. 5. Схема моста для кондуктивного метода измерения влагосодержания.

только к приборам, в основу которых положен принцип отбора проб.

Приборы, использующиеся для измерения влажности, можно также классифицировать по принципу действия. Те приборы, действие которых основано на изменении в зависимости от влагосодержания электрической проводимости (для постоянного или переменного тока), поглощения электромагнитного излучения (в диапазоне радиочастот), электрической емкости (изменении диэлектрической проницаемости), или приборы, имеющие источник инфракрасного излучения, легче приспособить для непрерывных измерений ввиду того, что они очень быстро реагируют на изменения влажности. Те приборы, в которых используется автоматическое высушивание, химическое титрование (метод Карла Фишера), равновесные гигрометрические методы, методы перегонки, а также некоторые другие методы, обычно относятся к периодическому типу; время на анализы составляет, как правило, не менее 2 мин. Большинство из наиболее распространенных методов, используемых в настоящее время, охарактеризовано в общих чертах ниже.

Электрическая проводимость. Метод измерения основан на связи между сопротивлением постоянному току и влагосодержанием таких материалов, как древесина, текстиль, бумага, зерно и другие продукты. График зависимости удельного сопротивления от влагосодержания представляет собой почти прямую линию вплоть до точки, которая соответствует насыщению материала влагой. За точкой насыщения, когда все элементы и промежуточные пространства в материале пропитаны водой, методы проводимости ненадежны. Значение влагосодержания в этой точке изменяется приблизительно от 12 до 25 % в зависимости от вещества.

Исследуемый образец прикладывается к электродам, имеющим либо форму иглы для проникновения в древесину, гипс и подобные вещества, либо форму пластинок для листовых материалов. Для сыпучих или волокнистых веществ могут использоваться электроды в виде чаши или зажимного приспособления, удерживающего вещество в фиксированном объеме. Электроды и исследуемый образец подключаются в одно плечо моста Уитстона, как показано на рис. 5. Высокая чувствительность индикатора обеспечивается с помощью электронного усилителя. Диапазон значений сопротивлений, соответствующий наиболее распространенному диапазону влагосодержания, изменяется примерно от 1 до 10^4 МОм и зависит от вещества, конструкции электродов и влагосодержания. Увеличение содержания влаги приводит к уменьшению сопротивления.

Электрическая емкость. Метод измерения основан на изменении диэлектрической проницаемости при переходе вещества от сухого состояния к влажному. Диэлектрическая проницаемость большинства влажных растительных продуктов по сравнению с сухими в 2—5 раз выше. Вода имеет относительную диэлектрическую проницаемость около 80, поэтому добавление небольшого количества влаги в вещество приводит к значительному увеличению его диэлектрической проницаемости. Вещество, в котором измеряется влагосодержание, образует часть цепи емкостного моста, получающего питание от высокочастотного электронного генератора (рис. 6). Электронный индикатор измеряет разбаланс моста или изменение частоты в зависимости от того, какой метод измерения применяется.

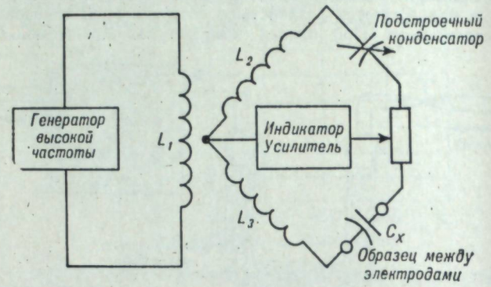


Рис. 6. Схема моста для емкостного метода измерения влагосодержания.

Конструкция электродов определяется типом исследуемого материала. Для листовых материалов используются параллельные пластинки, а цилиндрические электроды обычно применяют для жидкостей или порошков. Конденсаторы с параллельными пластинами и прямоугольным ограждением используются при работе с сыпучими, волокнистыми или измельченными материалами. Диапазон измеряемого влагосодержания составляет от 2—3 до 15—20 % и зависит от типа материала.

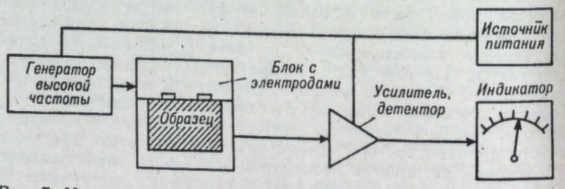


Рис. 7. Индикатор влажности, основанный на поглощении высокочастотного излучения.

Поглощение на высоких частотах. Приборы, основанные на поглощении электромагнитной энергии веществом, создавались и испытывались в течение последних двадцати лет. Высокочастотные измерители влагосодержания работают на частотах до 10 МГц; их применение позволяет получить наилучшие результаты при анализе изделий, не содержащих никаких веществ, кроме воды, с большим дипольным моментом. Излучение высокой частоты пропускают через такое изделие. Часть этого излучения поглощается молекулами и преобразуется в энергию молекулярного движения. Функциональная схема прибора такого типа изображена на рис. 7. Прибор должен быть до начала измерений проградуирован с помощью образцового вещества. При использовании специальных электродов вместо устройств для отбора проб прибор может применяться для измерения влажности твердых или листовых материалов; сыпучие вещества помещаются в электроды ячеистого типа. На результаты измерений будет оказывать влияние любое полярное вещество в пробе; но вместе с тем вода в анализируемом образце, входящая в состав гидратов, не будет обнаружена. Приборы пригодны главным образом для периодических измерений, но могут быть модифицированы и для непрерывных измерений влагосодержания многих веществ. Диапазон изменения влагосодержания зависит от вида материала и составляет 0,1—60 %; для некоторых веществ диапазон может оказаться совсем узким.

Микроволновое поглощение. Приборы, работающие на сверхвысоких частотах, были созданы и ограниченно применяются как при периодических измерениях (с отбором проб), так и при непрерывных. Частота электромагнитных колебаний составляет 1 ГГц и выше. В микроволновых приборах для анализа влаги использовались полосы частот 2,45 ГГц (S); 8,9—10,68 ГГц (X) и 20,3—22,3 ГГц (K).

Принцип действия таких приборов основан на том, что в полосах частот S и X молекулы воды сильнее ослабляют излучаемый сигнал по сравнению с другими молекулами в веществе. В полосе K для молекулы воды наступает молекулярный резонанс. Не существует других молекул, которые реагировали бы на эту особую резонансную частоту, что делает последнюю удобной при измерении влагосодержания, напри-

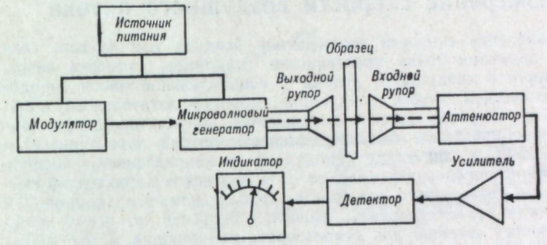


Рис. 8. Индикатор влажности, основанный на поглощении микроволнового излучения.

мер, в бумажных изделиях. Длина волны полосы частот K составляет приблизительно 1,35—1,5 см; на этих очень коротких волнах электромагнитная энергия может передаваться с помощью металлических трубок обычно прямоугольной формы, называемых волноводами. Выходной сигнал микроволнового генератора излучается рупором на конце волновода, пропускается сквозь вещество пробы и принимается с помощью входного (приемного) рупора. Входной и выходной рупоры конструктивно разделены таким образом, что становится возможным бесконтактное (неразрушающее) и непрерывное измерение влагосодержания вещества. Функциональная схема микроволнового измерителя влаги изображена на рис. 8. Определение поглощения энергии может быть выполнено методом измерения ослабления (потерь энергии) или методом сдвига фазы, причем оба способа измерения могут быть использованы одновременно. Прибор обеспечивает измерение влагосодержания в диапазоне примерно от 1 до 70 %. При низком влагосодержании для измерений с помощью приборов, работающих в полосах частот S и X, необходимо очень небольшое количество вещества. Погрешность измерения этих приборов находится в пределах 0,5 % от текущего показания, если влагосодержание не превышает 15 %.

Поглощение инфракрасного излучения. Приборы основаны на принципе поглощения инфракрасного излучения при его пропускании через анализируемое вещество. Молекула воды начинает резонировать на определенных инфракрасных частотах, и, таким образом, количество энергии, поглощенной водой, характеризует влагосодержание.

В варианте прибора для измерения влагосодержания листовой бумаги используется излучение двух длин волн и анализируется разностное поглощение (рис. 9). Инфракрасное излучение пропускается сквозь вращающийся дисковый прерыватель, содержащий два фильтра, один фильтр пропускает излучение с длиной волны около 1,94 мкм (соответствует полосе поглощения воды), а второй фильтр пропускает излучение в полосе около 1,80 мкм (здесь поглощение зависит от влагосодержания незначительно). Лист бумаги подвергается воздействию узкополосного излучения на двух частотах; отраженная от листа радиация поступает в собирающую сферу и затем в приемник из сернистого свинца. Сигналы от приемника усиливаются, и по отношению двух узкополосных сигналов определяется влагосодержание. Этот тип измерительной аппаратуры устойчив к влиянию вариаций свойств бумаги, таких, как плотность, наличие покрытий, плотность и структура. Рабочий диапазон составляет от 1 до 12 %, и измерения могут производиться как в контакте с материалом, так и без соприкосновения с ним.

Прибор, работающий в инфракрасной области спектра и предназначенный для измерений в газе и в жидкости, основан на принципе сравнения поглощения энергии пробой и образцовым веществом, мало поглощающим или вовсе не поглощающим энергию в этой части спектра. В таком измерителе используются два инфракрасных источника (рис. 10). Излучение одного источника направлено сквозь ячейку, содержащую вещество пробы, а излучение другого — сквозь образцовую ячейку, которая в газовом анализе заполнена нейтральным газом, обычно воздухом. Приемный узел прибора состоит из двух полостей, разделенных металлической диафрагмой, которая действует как пластина переменного конденсатора по отношению к закрепленной пластине внутри полости. В процессе измерения происходит импульсная подача инфракрас-

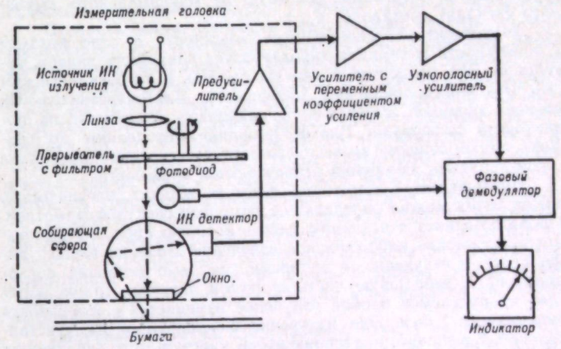


Рис. 9. Инфракрасный измеритель влагосодержания, основанный на обратном рассеянии излучения.

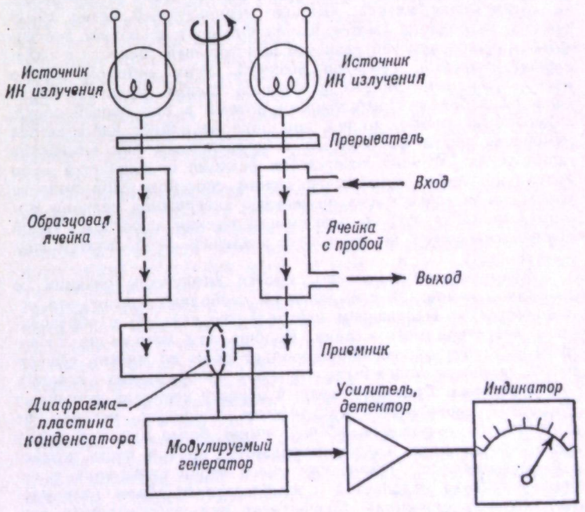


Рис. 10. Инфракрасный анализатор газа и жидкости.

ного излучения в ячейки с пробой и эталоном с частотой 10 Гц. Газ или жидкость в ячейке пробы поглощают энергию на характерных для анализируемого вещества длинах волн пропорционально его концентрации. Эталонная ячейка не поглощает сколько-нибудь заметно инфракрасное излучение. Приемник имеет две одинаковые полости, разделенные диафрагмой и заполненные газом. Инфракрасное излучение проходит сквозь ячейки и попадает в приемник, что приводит к повышению температуры газа в полости; однако, если часть энергии уже была поглощена ячейкой с пробой, соответствующая половина приемника получает меньше энергии, чем та его половина, которая относится к эталонной ячейке. Повышение температуры газа в приемнике приводит к увеличению давления, и, если температуры в отсеках приемника различны, то давление увеличивается тоже неодинаково, заставляя диафрагму перемещаться так, чтобы выравнять давление в двух отсеках. Это в свою очередь заставляет изменяться емкость между диафрагмой и закрепленной пластиной; изменение емкости используется для модуляции генератора.

отсеком трубки воздуховод, равно p_0. В закрытой секции, или в статической трубке, просверлены отверстия на расстоянии примерно десяти диаметров трубки от ее открытого конца. Воздух проходит мимо этих отверстий; через воздуховод, связанный с закрытой секцией, измеряется давление p.

Конструкция прибора для измерения сверхзвуковых скоростей в основном аналогична. Если отверстия в закрытом отсеке удалены на достаточное расстояние от открытого конца (это проверяется при градуировке), то статическое давление можно определять так же, как и в предыдущем случае. Ударная волна, возникающая при набегании потока на трубку, не позволяет, однако, производить прямые измерения p_0. Позади ударной волны вместо полного давления p_0 регистрируется давление p_{0s} (рис. 2). Существует своеобразная и сложная связь между p, p_{0s} и p_0, позволяющая определять значения давления p_0, необходимые для расчетов по приведенным выше формулам.

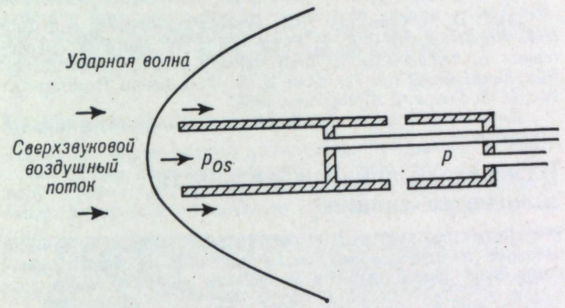


Рис. 2. Трубка Пито для измерения сверхзвуковых скоростей потока.

Манометр на летательном аппарате градуируется в единицах воздушной скорости; его показания нуждаются в дополнительной коррекции, учитывающей плотность воздуха (или температуру).

Трубка Вентури. Этот прибор имеет ограниченное применение при измерении скорости газов в промышленности. Для определения скорости нужно знать либо статическое, либо полное давление. Трубка открыта с обоих концов и круто, но без острых углов, уменьшается в сечении со стороны того конца, который обращен к набегающему воздушному потоку. Затем первоначальное сечение плавно восстанавливается на заднем конце трубки. Задняя часть трубки в три раза или более длиннее, чем передняя часть. Давление, создаваемое в сужении, измеряется подсоединенным к нему через воздуховод манометром, который также связан с воздуховодом зон статического или полного давления. Измеряемая разность давлений является функцией скорости потока и плотности воздуха.

Заторможенная напорная пластина. Это устройство полезно для измерения пульсаций скорости воздуха, поскольку оно обладает меньшей инерцией по сравнению с приборами, содержащими вращающиеся элементы. Скоростной напор на пластину, создаваемый ветром, уравновешивается силой упругости пружины. Отклонение пластины измеряется преобразователем индуктивного типа. Сигнал от преобразователя усиливается и передается на регистрирующее устройство. Показания прибора зависят от плотности воздуха. Для измерения небольших скоростей воздушных потоков применяются также простые механические конструкции.

Кататермометр. Используется для измерения малых скоростей потоков при исследовании циркуляции воздуха. Спиртовой термометр с большим резервуаром нагревают до температуры выше 40 °С и затем определяют время, в течение которого термометр охлаждается до 35 °С или до какой-либо другой температуры, превышающей температуру окружающей среды. Этот временной интервал служит мерой скорости воздушного течения в данном пункте.

Экранированная термопара. С помощью термопары измеряется температура газа в зоне полного давления трубки Пито вместо измерения самого давления манометром. Для сведения к минимуму погрешности, обусловленной радиацией и проводимостью, термопара должна быть экранирована. При градуировке учитывается форма зонда, теплопроводность стенок, состояние потока газа. Прибор может использоваться для измерений дозвуковых и сверхзвуковых скоростей потоков.

Герберт Фокс

Лит.: H. W. Liepmann and A. Roshko, *Elements of Gasdynamics*, 1957; E. H. J. Pallett, *Aircraft Instrument Manual*, 1964; L. Prandtl and O. S. Tietjens, *Applied Hydro and Aeromechanics*, 1957.

Измерение характеристик ветра

Основными характеристиками ветра являются скорость и направление движения воздуха, а также масштаб осреднения.

Скорость ветра. Скорость ветра можно оценить по тому воздействию, которое ветер оказывает на различные наземные объекты, например по колебанию листвы деревьев, распространению дыма или состоянию морской поверхности, пользуясь шкалой Бофорта. Оценка производится в баллах — от 0 для штиля или слабого ветра, скорость которого не превышает 0,5 м·с$^{-1}$ (дым поднимается вертикально вверх), до 12 баллов, которые соответствуют ураганному ветру со скоростью свыше 30 м·с$^{-1}$. Метеорологи часто находят скорость ветра по градиенту атмосферного давления, определяющему эту скорость, причем значение градиента обратно пропорционально плотности распределения изобар на синоптической карте. О приборах для измерения скорости ветра у земной поверхности см. *Анемометр*. Более подробно об измерении скорости ветра у поверхности Земли и на высотах см. *Метеорологические приборы*.

Направление ветра. Направление, откуда дует ветер. Выражается в румбах (8, 16 или 32 румба) и в градусах или десятках градусов, отсчитываемых от направления на север по часовой стрелке. Штиль обозначается через 00; север — через 36 (соответствует 360°). Направление ветра у поверхности Земли определяется с помощью флюгарки, представляющей собой несимметричное тело, свободно вращающееся вокруг вертикальной оси, проходящей вблизи его центра тяжести. Этот простой давно используемый прибор снабжается сейчас электрическим устройством для дистанционной индикации или регистрации направления ветра. Существуют специальные флюгарки с двумя осями вращения — вертикальной и горизонтальной (бифлюгарки), с помощью которых определяется также вертикальная составляющая скорости воздушного потока.

Масштаб осреднения. Зависит от принятого способа измерения. Если скорость ветра измеряется с помощью небольших чувствительных малоинерционных приборов или определяется по скорости перемещения малых взвешенных в воздухе частиц, указанный масштаб может быть равен нескольким миллиметрам. Если скорость ветра определяется по градиенту давления с помощью синоптических карт, масштаб осреднения может составлять сотни километров. Результаты измерения скорости ветра зависят также от того, какой метод положен в основу измерений. Метод, состоящий в измерении скорости движения воздуха в точке, фиксированной относительно земной поверхности, носит название метода Эйлера. В этом случае измеряется скорость различных частиц воздуха, проходящих через данную точку. Другой подход — метод Лагранжа — состоит в получении данных о скорости и направлении движения одной и той же частицы в последовательные моменты времени. Такие данные могут быть получены путем измерения скорости перемещения шаров-зондов, облаков и дымовых струй под действием ветра. Результаты, полученные с помощью двух указанных методов, совпадают только в том случае, если ветер абсолютно устойчив. Обычно используются осредненные данные измерений скорости или направления ветра, причем чаще всего применяется осреднение по времени. См. *Геострофический ветер, Градиентный ветер*.

Вернер Е. Суоми

Лит.: W. E. K. Middleton, *Invention of the Meteorological Instruments*, 1969; W. E. K. Middleton and A. E. Spilhaus, *Meteorological Instruments*, 3d ed., 1953.

Измерение температуры

С научной точки зрения — измерение термического потенциала. Если не использовать специальную терминологию, то измерения температуры сводятся к определению количественной характеристики свойства тела, которое формирует ощущение тепла и холода при контакте с этим телом. Если тепло передается от одного тела к другому, то первое из них имеет более высокую температуру, чем второе.

Прерыватель попеременно перекрывает, а затем пропускает излучение от каждого из инфракрасных источников. Всякий раз, когда излучение перекрывается, давление в приемных отсеках выравнивается, и затем снова обеспечивается поступление энергии в полости приемника; частота модуляции составляет 10 Гц. Изменение емкости характеризует количество энергии, поглощенной в ячейке с пробой. Сигнал от генератора усиливается, детектируется и передается на измерительный прибор или регистрирующее устройство. Диапазон измерения влажности составляет в газах примерно от 0,1 до 10 %, а в жидкостях от 6 до 100 % содержания воды. Время установления показаний (до 90 % от максимального выходного сигнала) составляет 0,5 с.

Равновесие. Установившаяся влажность в слое воздуха у поверхности материала характеризует влажность внутри материала. Это относится в первую очередь к гигроскопическим сыпучим или волокнистым материалам. Влагочувствительный элемент прибора, измеряющего влажность, помещают на поверхности материала. Влагосодержание определяют по графику, связывающему влагосодержание исследуемого материала с результатами измерения относительной влажности.

Поглощение. Содержание воды в жидких органических соединениях можно определять с помощью спектрофотометров. Проба помещается в камеру, сквозь которую пропускается монохроматическое инфракрасное излучение. Вода поглощает инфракрасное излучение, в то время как само вещество поглощает лишь небольшую часть лучистой энергии. Таким образом, пропускаемое пробой излучение изменяется с изменением содержания влаги. Это излучение фокусируется на чувствительной термопаре, и появляющееся в результате напряжение усиливается. Индикатор, содержащий чувствительный гальванометр, может быть проградуирован в единицах влагосодержания. Этот метод был использован для точного определения количества воды в диапазоне от 0 до 10 млн$^{-1}$ во фреоне-12.

Химические методы. Широко используемый метод химического титрования (метод Карла Фишера) позволяет достичь максимальной чувствительности при хорошей точности и охватывает широкий диапазон веществ. Этим методом можно легко выполнить анализ небольшой пробы. Реактив Карла Фишера добавляют небольшими дозами в стеклянный сосуд, содержащий пробу, до тех пор пока не начнет наблюдаться изменение цвета от желтого к коричневому или изменение напряжения. Момент завершения реакции определяется либо визуально, либо электрометрическим способом. При анализе растворов темного цвета индикацию завершения реакции можно выполнить только электрометрическим способом. Такой химический метод не позволяет различать свободную и связанную воду.

В других методах используются химические реакции со свободной водой: 1) с выделением свободных кислот или оснований; 2) с выделением нейтрального газа; 3) с образованием нерастворимого осадка. Вообще, эти методы не позволяют отличить активный водород от воды во многих веществах и являются надежными только в лабораторных условиях.

Перегонка. Репрезентативный образец вещества помещают в сосуд с достаточным количеством жидкости, которая не смешивается с водой и обычно имеет более высокую точку кипения, чем вода. Сосуд нагревается, вода и часть жидкости перегоняются. Полученная смесь паров сжижается и собирается. Вода отделяется и измеряется ее объем (для расчета влагосодержания). Существует ряд лабораторных стеклянных аппаратов, пригодных для перегонки жидкостей, как более легких, так и более тяжелых, чем вода. На измерительные трубки наносятся деления в кубических сантиметрах, т. е. в граммах воды. Влагосодержание рассчитывается по массе исходной пробы и массе воды. Этот метод требует значительных затрат времени, а точность зависит от проявленного внимания и качества использованной аппаратуры. Он широко использовался при анализе влажности зерна, но в настоящее время заменяется электрическими методами и методами высушивания.

Высушивание. Старейший и наиболее распространенный аналитический метод определения влажности заключается в нагревании пробы таким образом, чтобы осуществлялось полное высушивание. Влажность вычисляется по уменьшению массы высушенной пробы по сравнению с массой исходной пробы. Метод может применяться для многих твердых веществ и некоторых жидкостей, причем не требует особой квалификации оператора. Для измерений пригодны полуавтоматические высушивающие и взвешивающие печи; влагосодержание определяется непосредственно с помощью весов, встроенных в печь. Трудность состоит в том, чтобы обеспечить условия, при которых материал не потерял бы часть своего веса из-за утраты других летучих веществ, помимо воды, и в то же время был совершенно сухим при заключительном взвешивании. Метод высушивания широко используется и часто служит в качестве эталонного при градуировке приборов, основанных на электрических и других косвенных методах.

Ли Е. Куклер

Лит.: D. M. Considine (ed.), *Process Instruments and Control Handbook*, 1974; D. M. Considine and S. D. Ross (eds.), *Handbook of Applied Instrumentation*, 1964; A. Pande, *Handbook of Moisture Determination and Control: Principles, Techniques, Applications*, 1974.

Доп. лит.: Афиногенов Л. П., Грушин С. И., Романов Е. В. Аппаратура для исследований приземного слоя атмосферы.— Л., 1977.

Измерение скорости воздушного потока

Измерение скорости перемещения воздуха или другого газа в заданной точке пространства (например, скорости ветра, скорости воздушного потока в испытательной части аэродинамической трубы, воздушной скорости летательного аппарата, скорости потока, создаваемого вентилятором при кондиционировании воздуха). Скорость потока характеризуется численным значением (модулем) и направлением, которое обычно определяют отдельно. Для получения характерной скорости воздушного потока в трубах или воздухопроводах нужно проинтегрировать значения скорости по всему поперечному сечению или использовать подходящий метод ее измерения.

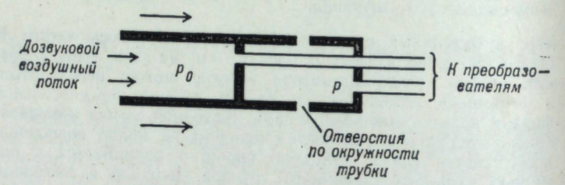


Рис. 1. Трубка Пито для измерения дозвуковых скоростей потока.

При измерении скорости перемещения воздуха применяются три основных метода, основанных: 1) на измерении давления на элемент в воздушном потоке (трубка Пито, трубка Вентури, заторможенная напорная пластина); 2) на измерении скорости или числа оборотов элемента, вращающегося в воздушном потоке (чашечный анемометр, лопастной анемометр); 3) на определении воздействия воздушного потока на нагретое тело (термоанемометр, кататермометр). Сведения о трех типах анемометров приводятся в статье *Анемометр.*

Трубка Пито. Широко используется совместно с измерителем температуры в аэродинамических трубах и на летательных аппаратах для измерения воздушной скорости. При определении скорости в любом диапазоне (дозвуковом или сверхзвуковом) необходимо измерять полное давление p_0, температуру T_0 и статическое давление p. Связь скорости потока v с этими параметрами для любого газа характеризуется уравнением

$$v = \sqrt{\left(\frac{2k}{k-1}\right)\left(\frac{RT_0}{M}\right)\left[1-\left(\frac{p}{p_0}\right)^{(k-1)/k}\right]}, \qquad (1)$$

где T_0 — абсолютная температура, M — молярная масса, R — универсальная газовая постоянная (8,314·10^3 кг·м^2·кмоль$^{-1}$××К$^{-1}$·с$^{-2}$ в СИ), k — отношение удельной теплоемкости при постоянном давлении к удельной теплоемкости при постоянном объеме. Для воздуха k=1,4, M=29 кг·кмоль$^{-1}$, и если T_0 выразить в кельвинах, то скорость v в м·с$^{-1}$ можно определить по формуле

$$v = 4{,}487T_0^{1/2}\left[1-(p/p_0)^{0{,}286}\right]^{1/2}. \qquad (2)$$

Методы измерения p_0 и p различны для дозвуковых и сверхзвуковых скоростей потока. Типичная конструкция для проведения измерений в потоках, скорость которых ниже звуковой, показана на рис. 1. Воздушный поток поступает в открытый конец трубки, тормозится, и его скорость становится равной нулю; давление, измеряемое через связанный с этим отсеком трубки воздуховод, равно p_0. В закрытой секции, или в статической трубке, просверлены отверстия на расстоянии примерно десяти диаметров трубки от ее открытого конца. Воздух проходит мимо этих отверстий; через воздуховод, связанный с закрытой секцией, измеряется давление p.

Конструкция прибора для измерения сверхзвуковых скоростей в основном аналогична. Если отверстия в закрытом отсеке удалены на достаточное расстояние от открытого конца (это проверяется при градуировке), то статическое давление можно определять так же, как и в предыдущем случае. Ударная волна, возникающая при набегании потока на трубку, не позволяет, однако, производить прямые измерения p_0. Позади ударной волны вместо полного давления p_0 регистрируется давление p_{0s} (рис. 2). Существует своеобразная и сложная связь между p, p_{0s} и p_0, позволяющая определять значения давления p_0, необходимые для расчетов по приведенным выше формулам.

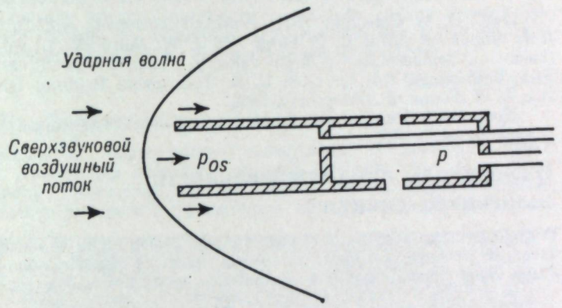


Рис. 2. Трубка Пито для измерения сверхзвуковых скоростей потока.

Манометр на летательном аппарате градуируется в единицах воздушной скорости; его показания нуждаются в дополнительной коррекции, учитывающей плотность воздуха (или температуру).

Трубка Вентури. Этот прибор имеет ограниченное применение при измерении скорости газов в промышленности. Для определения скорости нужно знать либо статическое, либо полное давление. Трубка открыта с обоих концов и круто, но без острых углов, уменьшается в сечении со стороны того конца, который обращен к набегающему воздушному потоку. Затем первоначальное сечение плавно восстанавливается на заднем конце трубки. Задняя часть трубки в три раза или более длиннее, чем передняя часть. Давление, создаваемое в сужении, измеряется подсоединенным к нему через воздуховод манометром, который также связан с воздуховодом зон статического или полного давления. Измеряемая разность давлений является функцией скорости потока и плотности воздуха.

Заторможенная напорная пластина. Это устройство полезно для измерения пульсаций скорости воздуха, поскольку оно обладает меньшей инерцией по сравнению с приборами, содержащими вращающиеся элементы. Скоростной напор на пластину, создаваемый ветром, уравновешивается силой упругости пружины. Отклонение пластины измеряется преобразователем индуктивного типа. Сигнал от преобразователя усиливается и передается на регистрирующее устройство. Показания прибора зависят от плотности воздуха. Для измерения небольших скоростей воздушных потоков применяются также простые механические конструкции.

Кататермометр. Используется для измерения малых скоростей потоков при исследовании циркуляции воздуха. Спиртовой термометр с большим резервуаром нагревают до температуры выше 40 °С и затем определяют время, в течение которого термометр охлаждается до 35 °С или до какой-либо другой температуры, превышающей температуру окружающей среды. Этот временной интервал служит мерой скорости воздушного течения в данном пункте.

Экранированная термопара. С помощью термопары измеряется температура газа в зоне полного давления трубки Пито вместо измерения самого давления манометром. Для сведения к минимуму погрешности, обусловленной радиацией и проводимостью, термопара должна быть экранирована. При градуировке учитывается форма зонда, теплопроводность стенок, состояние потока газа. Прибор может использоваться для измерений дозвуковых и сверхзвуковых скоростей потоков.

Герберт Фокс

Лит.: H. W. Liepmann and A. Roshko, *Elements of Gasdynamics*, 1957; E. H. J. Pallett, *Aircraft Instrument Manual*, 1964; L. Prandtl and O. S. Tietjens, *Applied Hydro and Aeromechanics*, 1957.

Измерение характеристик ветра

Основными характеристиками ветра являются скорость и направление движения воздуха, а также масштаб осреднения.

Скорость ветра. Скорость ветра можно оценить по тому воздействию, которое ветер оказывает на различные наземные объекты, например по колебанию листвы деревьев, распространению дыма или состоянию морской поверхности, пользуясь шкалой Бофорта. Оценка производится в баллах — от 0 для штиля или слабого ветра, скорость которого не превышает 0,5 м·с$^{-1}$ (дым поднимается вертикально вверх), до 12 баллов, которые соответствуют ураганному ветру со скоростью свыше 30 м·с$^{-1}$. Метеорологи часто находят скорость ветра по градиенту атмосферного давления, определяющему эту скорость, причем значение градиента обратно пропорционально плотности распределения изобар на синоптической карте. О приборах для измерения скорости ветра у земной поверхности см. *Анемометр.* Более подробно об измерении скорости ветра у поверхности Земли и на высотах см. *Метеорологические приборы.*

Направление ветра. Направление, откуда дует ветер. Выражается в румбах (8, 16 или 32 румба) и в градусах или десятках градусов, отсчитываемых от направления на север по часовой стрелке. Штиль обозначается через 00; север — через 36 (соответствует 360°). Направление ветра у поверхности Земли определяется с помощью флюгарки, представляющей собой несимметричное тело, свободно вращающееся вокруг вертикальной оси, проходящей вблизи его центра тяжести. Этот простой давно используемый прибор снабжается сейчас электрическим устройством для дистанционной индикации или регистрации направления ветра. Существуют специальные флюгарки с двумя осями вращения — вертикальной и горизонтальной (бифлюгарки), с помощью которых определяется также вертикальная составляющая скорости воздушного потока.

Масштаб осреднения. Зависит от принятого способа измерения. Если скорость ветра измеряется с помощью небольших чувствительных малоинерционных приборов или определяется по скорости перемещения малых взвешенных в воздухе частиц, указанный масштаб может быть равен нескольким миллиметрам. Если скорость ветра определяется по градиенту давления с помощью синоптических карт, масштаб осреднения может составлять сотни километров. Результаты измерения скорости ветра зависят также от того, какой метод положен в основу измерений. Метод, состоящий в измерении скорости движения воздуха в точке, фиксированной относительно земной поверхности, носит название метода Эйлера. В этом случае измеряется скорость различных частиц воздуха, проходящих через данную точку. Другой подход — метод Лагранжа — состоит в получении данных о скорости и направлении движения одной и той же частицы в последовательные моменты времени. Такие данные могут быть получены путем измерения скорости перемещения шаров-зондов, облаков и дымовых струй под действием ветра. Результаты, полученные с помощью двух указанных методов, совпадают только в том случае, если ветер абсолютно устойчив. Обычно используются осредненные данные измерений скорости или направления ветра, причем чаще всего применяется осреднение по времени. См. *Геострофический ветер, Градиентный ветер.*

Вернер Е. Суоми

Лит.: W. E. K. Middleton, *Invention of the Meteorological Instruments*, 1969; W. E. K. Middleton and A. E. Spilhaus, *Meteorological Instruments*, 3d ed., 1953.

Измерение температуры

С научной точки зрения — измерение термического потенциала. Если не использовать специальную терминологию, то измерения температуры сводятся к определению количественной характеристики свойства тела, которое формирует ощущение тепла и холода при контакте с этим телом. Если тепло передается от одного тела к другому, то первое из них имеет более высокую температуру, чем второе.

Основной шкалой, используемой при температурных измерениях, является Международная термодинамическая шкала, или шкала Кельвина. В этой шкале тройная точка воды (точка равновесия между льдом, водой и паром) принята равной 274 К, а точка плавления льда 273,15 К. По шкале Цельсия (ранее известной как стоградусная шкала) при давлении в 1 стандартную атмосферу (примерно 10^3 гПа) точка плавления льда равна 0 °С и точка кипения воды 100 °С. Реперными точками используемой в США шкалы Фаренгейта являются точка плавления льда 32 °F и точка кипения воды 212° F.

Приборы для измерения температуры. Их можно разделить на следующие группы: термометры, термометры сопротивления, термопары и пирометры. Термометрами называют приборы с непосредственным отсчетом температуры, действие которых основано на принципе расширения и сжатия тел под воздействием изменения температуры. В основу термометров сопротивления положен принцип изменения электрического сопротивления проволоки в зависимости от температуры. Термопары состоят из двух изготовленных из разных металлов проводов, концы которых спаяны. Если температуры спаев различны, то возникает разность потенциалов, которую измеряют потенциометром и преобразуют в значение разности температур. Пирометры по принципу действия делятся на оптические и радиационные. В оптических пирометрах яркость объекта визуально сравнивают с яркостью эталонного тела в узком интервале длин волн. Радиационные пирометры позволяют измерять интенсивность излучения с единицы поверхности в широком интервале длин волн.

Температурные индикаторы. Позволяют получить данные о достижении заданного значения температуры или о его превышении. Данные об истинных значениях температуры получить нельзя. Пирометрические конусы размягчаются и изгибаются при повышении температуры. Степень изгиба зависит от температуры среды и времени воздействия. Исходя из степени изгиба можно получить приближенную оценку температуры.

Чувствительные к температуре грифели карандашей, краски и плавящиеся шарики могут служить в качестве индикаторов температуры. Карандашные штрихи или слой краски наносят на поверхность объекта до его нагревания. Изменения цвета при повышении температуры могут быть обратимыми или необратимыми. Если изменения цвета обратимы, объект следует наблюдать в ходе цикла изменений температуры; если изменения цвета необратимы, то можно получить лишь индикацию того, достигнуто или превышено требуемое значение температуры. Плавящиеся шарики помещают в точках, информацию о температуре которых требуется получить. Их плавление показывает, что заданное значение температуры достигнуто.

Такие индикаторы используются при температуре 40—1100 °С.

Термография. Метод измерения температуры поверхности с использованием люминесцирующих веществ. При осуществлении контактной термографии поверхность объекта покрывают слоем люминесцирующего вещества и освещают ее потоком ультрафиолетовой радиации в затемненном помещении. Яркость свечения покрытия характеризует температуру поверхности. Методика проекционной термографии основана на фокусировке теплового излучения поверхности с помощью оптической системы на экран с люминесцирующим покрытием. При использовании образцовых излучателей можно получить количественные данные о тепловой радиации исследуемой поверхности.

Градуирование и применение. Приборы для измерения температуры градуируют путем сравнения их показаний в тщательно контролируемых условиях с показаниями образцовых приборов, проградуированных с помощью эталонов Национального бюро стандартов США или других подобных организаций. Приборы для измерения температуры можно считать точными, если они используются в тех же условиях, при которых их градуировали. Поскольку это общее требование при проведении измерений температуры не всегда можно удовлетворить, то необходимо учитывать следующие обстоятельства:

1) чувствительный элемент термометра должен быть погружен в среду на ту же глубину, что и при градуировании;

2) термометр должен быть закреплен таким образом, чтобы потери тепла из-за молекулярной теплопроводности были минимальными;

3) вследствие термической инерции термочувствительный элемент не может мгновенно воспринимать изменения температуры среды; инерция термометра зависит от массы чувствительного элемента и конструкции арматуры термометра;

4) термочувствительный элемент следует экранировать от воздействия радиации, в особенности при измерениях температуры в газовой среде, когда радиационный теплообмен с окружающими стенками может исказить показания термометра;

5) при измерениях температуры в потоках газа или жидкости из-за торможения потока термочувствительным элементом кинетическая энергия потока частично переходит в тепловую; это обстоятельство вызывает повышение температуры, регистрируемой неподвижным термометром, по сравнению с температурой, регистрируемой термометром, движущимся вместе с потоком;

6) при выборе места установки термометра следует учитывать наличие перепадов температуры в исследуемом объеме, в особенности при проведении измерений в жидкой среде.

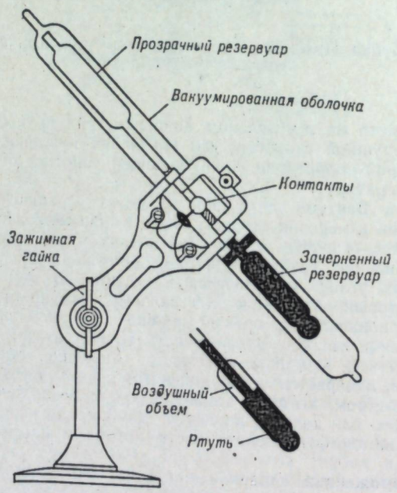
Говард Бин

Лит.: D. M. Considine (ed); *Process Instruments and Controls Handbook*, 1974; E. F. Fiock and J. W. Murdock. Measurement of temperature in high velocity steam, *Trans. Amer. Soc. Mech. Eng.*, vol. 72, 1950: U. S. Government Printing Office, *U. S. Standard Atmosphere*, 1962.

Доп. лит.: Стерзат М. С. Метеорологические приборы и измерения.— Л., 1978.

Измеритель продолжительности солнечного сияния

Устройство для получения и регистрации информации о числе часов, в течение которых солнечный диск не закрыт облаками. Этот период времени сравнивают с числом часов возможного солнечного сияния. Приборы, применяемые для этих целей, должны быть чувствительными к прямой солнечной радиации, но не воспринимать рассеянную, даже если рассеянная радиация при облачном небе в полуденные часы превышает по интенсивности прямую радиацию при восходе и заходе Солнца. В гелиографе Кэмпбелла—Стокса используется прозрачный стеклянный шар, фокусирующий изображение солнечного диска на бумажной ленте. Ленту закрепляют в держателе концентрично поверхности шара. Изображение Солнца прожигает на бумажной ленте след, длина которого характеризует продолжительность солнечного сияния. Следует отметить, что в периоды восхода и захода Солнца интенсивность радиации недостаточна для прожога бумаги. Регистратор Мевринга—Марвина представляет собой дифференциальный газовый термометр с прозрачным и зачерненным резервуарами. Термометр помещен в прозрачную стеклянную вакуумированную оболочку, изолирующую его от окружающей среды (см. рисунок). При наличии прямой солнечной радиации зачерненный резервуар нагревается и столбик ртути перемещается вдоль трубки, соединяющей резервуары термометра. В стенке трубки впаяны электрические контакты. При замыкании контактов столбиком ртути включается регистратор продолжительности солнечного сияния. Недостатком прибора является то обстоятельство, что рассеянная радиация большой интенсивности в полуденные часы может вызвать ошибочную индикацию наличия солнечного сияния. Указанные дефекты преодолены в модели фотоэлектрического регистратора солнечного сияния Бюро погоды США. В этом приборе два фотогальванических детектора включены в цепь реле навстречу друг другу. Один из детекторов защищают от облучения прямой солнечной радиацией теневым кольцом. Второй детектор воспринимает сумму прямой и рассеянной радиации. При наличии прямой радиации выходной сигнал затененного детектора намного меньше выходного сигнала открытого, и возникающий разбаланс в электрической цепи вызывает срабатывание реле. Реле обеспечивает включение регистратора. Обычно измерители продолжительности солнечного сияния имеют приспособление для изменения угла наклона оси в соответствии с периодом года. См. *Метеорологические приборы.*

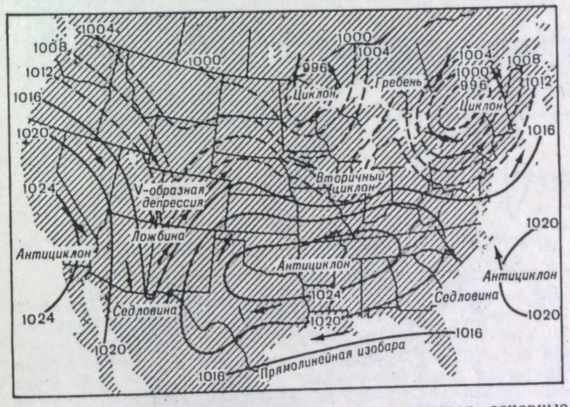


Измеритель продолжительности солнечного сияния на основе дифференциального газового термометра с прозрачным и зачерненным резервуарами. *(По F. A. Berry, Jr., E. Bollay, and N. R. Beers, Handbook of Meteorology, McGraw-Hill, 1945)*

Вернер Е. Суоми

Изобара

Линия на карте земной поверхности, соединяющая точки с одинаковым давлением воздуха. Распределение по земному шару ограниченных замкнутыми изобарами областей относительно высокого и относительно низкого атмосферного давления приводится на синоптических картах, которые строятся на основании данных барометрических измерений, производимых одновременно на многих станциях. В качестве исходной поверхности для построения таких карт выбирается, как правило, поверхность геоида (средний уровень моря). В этом случае давление приводится к уровню моря, так что конфигурация изобар на поверхности суши в известной мере носит условный характер. Системы, характеризующиеся повышенным или пониженным атмосферным давлением, называются соответственно антициклонами и циклонами.



Схематическая синоптическая карта, отражающая основные формы изобар. *(По R. Abercromby. In L. P. Harrison, Meteorology National Aeronautics Counsil. Inc. 1940)*

Стрелки указывают направление приземного ветра.

Горизонтальный градиент давления, определенный по фактическому распределению изобар, хорошо коррелирует со скоростью ветра на высотах 300—800 м над земной поверхностью. На рисунке приведена схематическая синоптическая карта, дающая представление о типичных барических образованиях. См. *Давление воздуха.*

Луис П. Харрисон

Изопикна

Линия пересечения изопикнической поверхности (поверхности равной плотности воздуха) с другой поверхностью, такой, как, например, поверхность одинаковых высот или одинакового атмосферного давления. Изопикнические поверхности являются также изостерическими (поверхностями равного удельного объема воздуха), поскольку плотность воздуха однозначно связана с его удельным объемом. На изобарических поверхностях изопикны совпадают с изотермами, ибо на таких поверхностях плотность является функцией одной лишь температуры. Провести изопикны на изобарической поверхности можно лишь в случае бароклинного поля; если поле баротропно, изопикны на этих поверхностях отсутствуют. См. *Бароклинное поле, Баротропное поле, Метеорологический соленоид.*

Фредерик Сандерс

Изотаха

Линия, вдоль которой скорость ветра постоянна (синоним — изовела). Изотахи обычно проводятся на картах поверхностей постоянных геопотенциальных высот или одинакового атмосферного давления, а также на вертикальных разрезах. Сближение изотах указывает на увеличение сдвига ветра на этих поверхностях. В области струйного течения изотахи приблизительно параллельны линиям тока и сгущаются в области, примыкающей к оси струи, где наблюдаются максимальные скорости ветра. См. *Ветер, Струйное течение.*

Фредерик Сандерс

Изэнтропическая поверхность

Поверхность, на которой энтропия и потенциальная температура воздуха сохраняют свое значение. Потенциальная температура определяется из соотношения

$$0 = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}},$$

где T — температура воздуха, p — атмосферное давление (гПа), c_p и c_v — удельные теплоемкости воздуха при постоянном давлении и постоянном объеме соответственно. Поскольку потенциальная температура частицы воздуха при адиабатических процессах (протекающих без обмена теплом между этой частицей и окружающей ее средой) не меняется, поверхность постоянной потенциальной температуры является одновременно и поверхностью постоянной энтропии. Величина наклона изэнтропических поверхностей в атмосфере обычно имеет порядок 10^{-2}—10^{-3}. Использование изэнтропических поверхностей в качестве координатных поверхностей при описании метеорологических условий обладает тем преимуществом, что обычно перенос воздуха между этими поверхностями практически отсутствует, поскольку термодинамические процессы, протекающие в атмосфере, являются приближенно адиабатическими. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Фредерик Сандерс

Инверсия температуры

Увеличение температуры воздуха с высотой; слой атмосферы, верхние участки которого теплее, чем нижние. Такое повышение температуры является альтернативой обычно наблюдающемуся убыванию температуры по высоте с градиентом, составляющим в тропосфере около 6,5 °С·км$^{-1}$ и несколько меньшим на склонах гор. Однако выше тропопаузы температура увеличивается с высотой в пределах всей стратосферы, убывает в мезосфере и снова растет в термосфере. Таким образом, инверсионные условия преобладают в большей части атмосферы и не являются отклонением от нормы. См. *Атмосфера, Температура воздуха.*

Инверсии образуются за счет радиационного выхолаживания нижних слоев, за счет нагревания оседающих вышележащих слоев, при адвекции теплого воздуха, перемещающегося над холодными слоями, или наоборот, при адвекции холодного воздуха, перемещающегося под теплыми массами. Уходящая радиация, особенно ночью, вызывает охлаждение земной поверхности, что в свою очередь приводит к охлаждению прилегающих нижних слоев воздуха и образованию ночной приземной инверсии толщиной от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. В полярных районах над снежными равнинами толщина инверсионного слоя может составлять около километра и более, а перепад температур — превышать 30 °С.

Нагревание за счет солнечной радиации слоев воздуха, содержащих пыль, может привести к образованию инверсии под этими слоями. Радиационное выхолаживание запыленных слоев или слоев, прилегающих к верхней границе облаков, может вызвать образование инверсии над этими слоями. При опускании некоторого объема воздуха изменение температуры

с высотой (сухоадиабатический градиент) составляет 10 °С× ×км$^{-1}$, и воздух может оказаться нагретым по сравнению с воздухом в слоях, расположенных ниже оседающей массы. Перемещение воздушных масс с теплой суши на холодную воду или с теплой воды на поверхность, покрытую снегом, вызывает образование хорошо выраженной инверсии, которая сохраняется до тех пор, пока не изменится направление перемещения воздушного потока. Перемещение теплых слоев воздуха над холодными, особенно при застое воздушных масс в долинах, может привести к образованию мощных и устойчивых инверсий.

Инверсии существенно ослабляют вертикальные движения воздуха, так что дым и другие загрязняющие примеси задерживаются в нижних слоях атмосферы. Калифорнийский смог является следствием обширной инверсии оседания; радиационные приземные инверсии, усиленные адвекцией теплого воздуха в верхних слоях, могут привести к существенному загрязнению воздуха в горных долинах; радиационные инверсии и инверсии оседания при медленном перемещении воздушных масс обусловливают высокий уровень загрязнения над обширными территориями, особенно осенью над Северной Америкой и Европой. См. *Загрязнение атмосферы, Смог.*

Арнольд Курт

Индийский океан

Наименьший по площади и в геологическом отношении самый молодой из всех океанов. Индийский океан отличается от Тихого и Атлантического океанов в двух важных аспектах. Во-первых, он ограничен сушей на севере и не достигает холодных климатических зон северного полушария. Вследствие этого циркуляция в нем асимметрична относительно экватора. Во-вторых, система ветров над его экваториальной и северной частями изменяется дважды в год, вызывая перемену направления течений на близкое к обратному. Во время Международной индоокеанской экспедиции (1960—1965 гг.) океан систематически исследовался более чем 50 судами 18 стран.

Размеры и рельеф дна. Восточная и западная границы Индийского океана проходят соответственно вдоль 147 и 20° в. д. В юго-восточных азиатских водах границу обычно проводят через Торресов пролив и далее от о. Новая Гвинея вдоль Малых Зондских островов через Зондский и Малаккский проливы. Площадь поверхности океана, заключенного в указанных пределах, составляет $75{,}9 \cdot 10^6$ км^2, или около 21 % площади поверхности всего Мирового океана. Объем Индийского океана равен $293 \cdot 10^6$ км^3, средняя глубина составляет около 3850 м.[1]

Океанское дно разделено на ряд котловин системой хребтов (рис. 1); наибольший из них — срединно-океанический хребет.[2] Почти на всем протяжении этого хребта в его центральной части проходит довольно глубокий разлом. Указанный хребет лежит в виде перевернутой буквы «Y» в центре Индийского океана, оканчиваясь в Аденском заливе. Совсем недавно был открыт Восточно-Индийский хребет. В большинстве разделенных хребтами котловин глубины часто превышают 5000 м. Единственным глубоководным желобом Индийского океана является Зондский желоб, вытянутый вдоль о-вов Ява и Суматра. В нем зафиксирована самая большая глубина — 7455 м. Андаманское море, максимальная глубина которого составляет 4360 м, отделено от открытого океана порогом глубиной 1400 м. В Красном море максимальная глубина составляет 2835 м, но в соединяющем его с Индийским океаном Баб-эль-Мандебском проливе она равна всего лишь

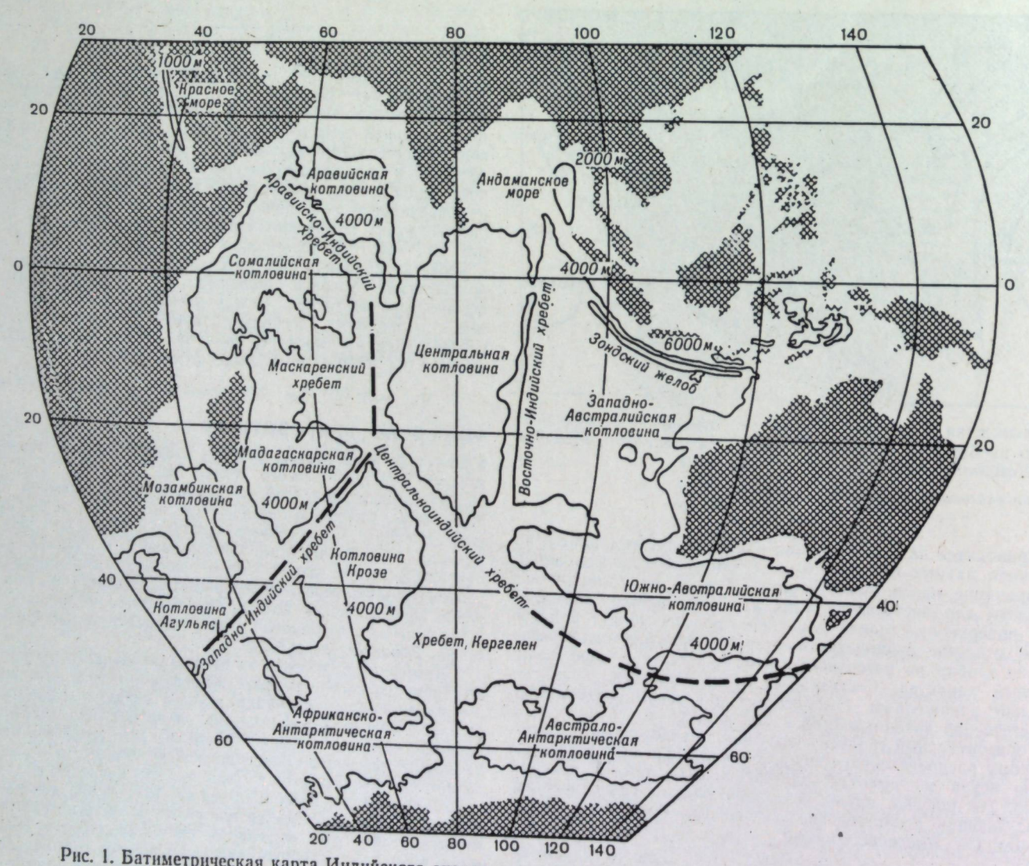


Рис. 1. Батиметрическая карта Индийского океана.

[1] По данным БСЭ, т. 10, площадь поверхности Индийского океана составляет 74 917 тыс. км^2, объем — 291 945 тыс. км^3, средняя глубина — 3897 м. (*Прим. ред. пер.*)

[2] Срединно-океанический хребет Индийского океана состоит из Аравийско-Индийского, Западно-Индийского и Центрально-Индийского хребтов. (*Прим. ред. пер.*)

125 м.[1] К востоку от срединно-океанического хребта донные осадки состоят в основном из красной глины; в западной половине океана преобладает глобигериновый ил, а вблизи Антарктиды — диатомовый ил. См. *Морская геология, Морские осадки.*

Система ветров. Характерная особенность атмосферной циркуляции над северной и экваториальной частями Индийского океана — муссонная смена ветров. В южной части океана атмосферная циркуляция в течение года лишь незначительно перемещается в меридиональном направлении (рис. 2). Зимой северного полушария (с декабря по февраль) экваториальная барическая ложбина располагается около 10° ю. ш., переходя в область пониженного давления над северной частью Австралии. Над Азией находится мощный антициклон. Таким образом, складываются условия для формирования к северу от экватора северо-восточного муссона. Для экваториальной области характерны северные ветры, которые перед внутритропической зоной конвергенции обычно меняют свое направление на северо-западное. Вблизи 35° ю. ш. располагается субтропический барический гребень южного полушария. К северу от него господствуют юго-восточные пассаты, а южнее 40° ю. ш.— западные ветры, связанные с перемещающимися вокруг Антарктиды циклонами.

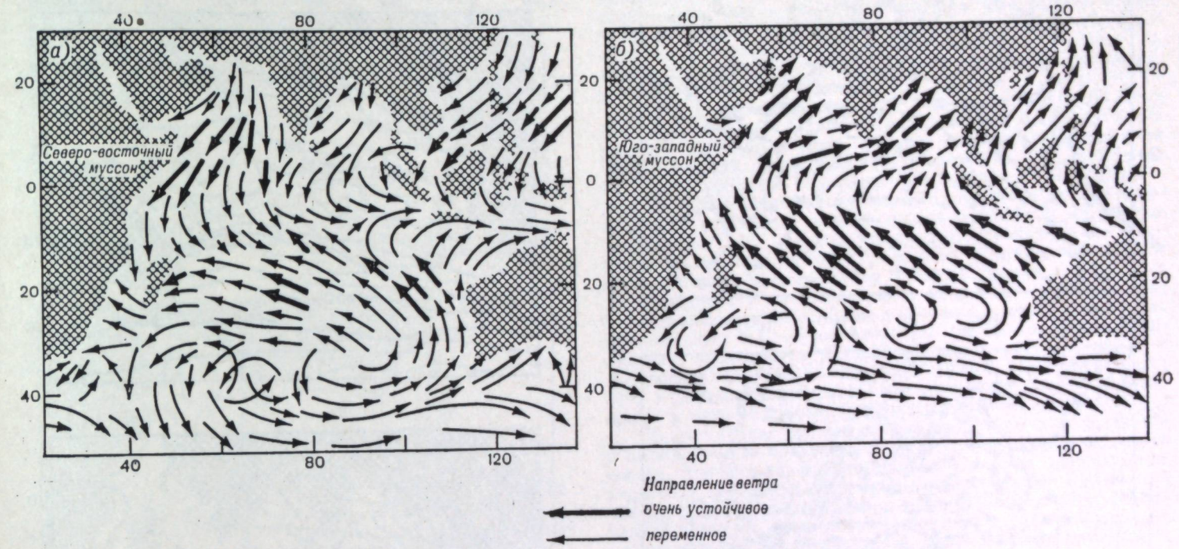


Рис. 2. Система ветров над Индийским океаном в феврале (*а*) и августе (*б*).

Летом северного полушария (с июня по август) над Азией находится область пониженного давления, центр которой расположен над Ираном. Субтропический барический гребень южного полушария несколько смещается к северу, переходя в австралийский антициклон. В течение этого сезона сильнее развиты юго-восточные пассаты, которые пересекают экватор с юга на север и дают начало юго-западному муссону, приносящему ливневые дожди в Индию и Бирму. Атмосферная циркуляция в период с июня по август сильнее и устойчивее, чем в феврале. В южном полушарии зона западных ветров сдвигается примерно на 5° к северу, так что граница ее оказывается на 30° ю. ш. В результате штормы там становятся более интенсивными и отмечаются чаще.

Циркуляция. Циркуляция поверхностных вод определяется в основном воздействием ветра и поэтому изменяется в соответствии с его изменчивостью (рис. 3). Кроме того, благодаря эффекту вращения Земли и наличию у океана границ формируются пограничные течения, особенно интенсивные у его западного берега. В южном полушарии южнее 35° ю. ш. отмечается повсеместный дрейф поверхностных вод с запада на восток, обусловленный господствующими здесь западными ветрами. Вблизи примерно 50° ю. ш., где скорость западных ветров максимальна, в Течение Западных Ветров вторгается Антарктическое циркумполярное течение. В субтропической зоне южной части Индийского океана циркуляция является антициклонической. Она состоит из направленного на запад и проходящего между 10 и 20° ю. ш. Южного Пассатного течения, потока южного направления вдоль побережья Африки и Мадагаскара, части Течения Западных Ветров и потока северного направления в восточной части океана, наиболее мощной ветвью которого является Западно-Австралийское течение. Направленное на юг течение, проходящее между Мадагаскаром и Африкой, называется Мозамбикским течением. Оно продолжается вдоль побережья Южной Африки в виде Агульясского течения, большая часть которого поворачивает на восток, вливаясь в Течение Западных Ветров. Циркуляция в южном полушарии южнее 10° ю. ш. изменяется от сезона к сезону незначительно.

Севернее 10° ю. ш. смена муссонов вызывает полное обращение циркуляции поверхностных вод дважды в год. В феврале во время северо-восточного муссона поверхностный поток к северу от экватора направлен преимущественно на запад и Северное Пассатное течение развито хорошо. Его воды поворачивают к югу вдоль побережья п-ова Сомали и возвращаются назад на восток между 2 и 10° ю. ш. в виде Экваториального противотечения. В августе во время юго-западного муссона Южное Пассатное течение смещается к северу от 10° ю. ш.; большая часть его вод у побережья п-ова Сомали поворачивает на север, формируя сильное Сомалийское течение. Севернее экватора поток, называемый Муссонным течением, направлен с запада на восток. Ветви этого течения поворачивают на юг вдоль побережья о. Суматра, возвращаясь в Южное Пассатное течение.

Расходы большинства названных течений известны. Расход Антарктического циркумполярного течения и Течения Западных Ветров составляет $(100—140) \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$, расход Южного Пассатного течения — $(20—30) \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$, а расход Агульясского течения — приблизительно $40 \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$. В период полного развития юго-западного муссона Сомалийское и Муссонное течение переносят $(30—40) \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$ воды. Антарктическое циркумполярное течение распространяется на большие глубины, возможно, даже до дна. Агульясское течение проникает до глубины приблизительно 1200 м, Сомалийское течение — до 800 м, а все прочие течения охватывают только верхний 300-м слой. В нижележащих слоях воды движения медленны и нерегулярны, и распространение различных характеристик водных масс представляет собой медленный процесс, осуществляемый главным образом за счет перемешивания. В период северо-восточного муссона на экваторе существует глубинное противотечение под поверхностью океана на глубине около 150 м, направленное с запада на во-

[1] По данным на 1 ноября 1981 г., максимальные глубины Зондского желоба, Андаманского и Красного морей составляют соответственно 7729, 4507 и 3039 м. (*Прим. ред. пер.*)

сток.[1] Это течение слабее аналогичных течений Тихого и Атлантического океанов. См. *Океанские течения.*

Температура поверхности океана. Поле температуры поверхности океана испытывает значительные сезонные изменения (рис. 4). В феврале, когда внутритропическая зона конвергенции располагается примерно на 10° ю. ш., термический экватор также находится в южном полушарии и на большей

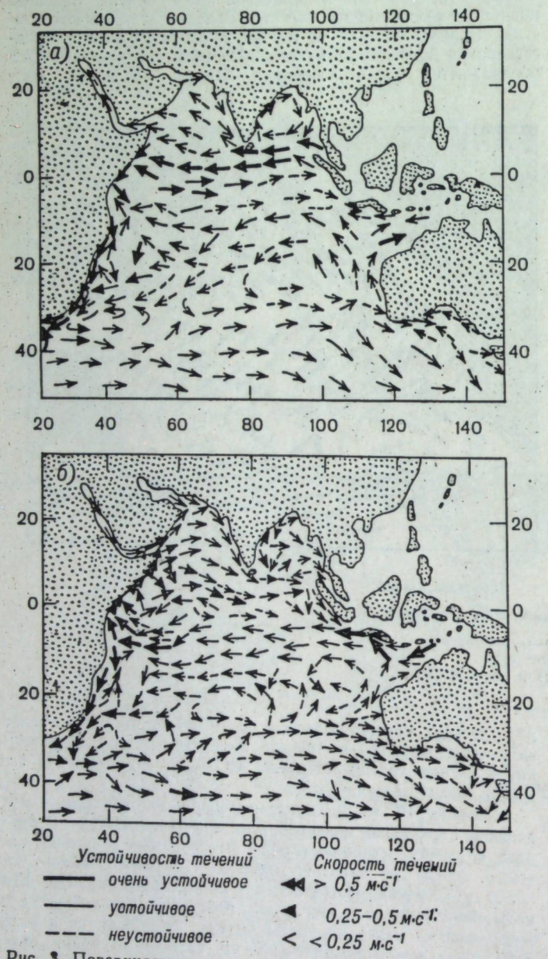


Рис. 3. Поверхностные течения Индийского океана в феврале (*а*) и августе (*б*).

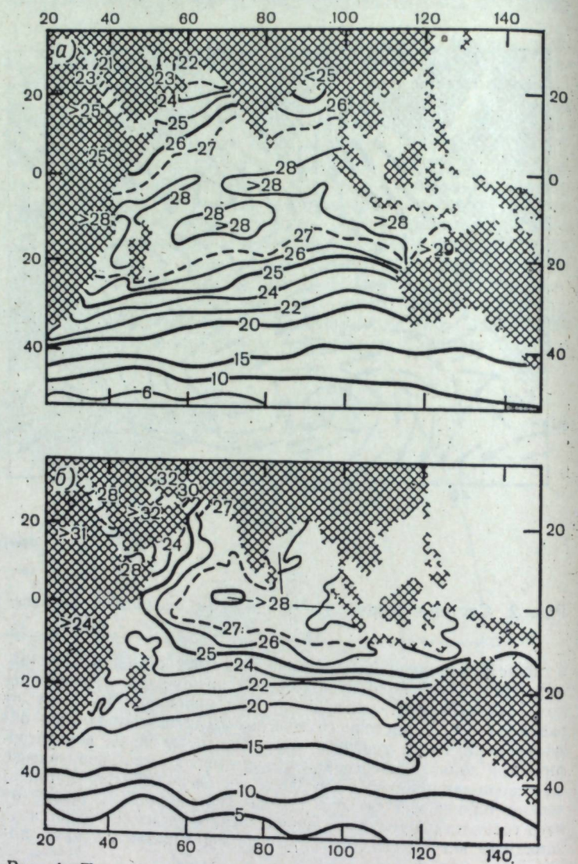


Рис. 4. Поле температуры (°С) на поверхности Индийского океана в феврале (*а*) и августе (*б*).

части поверхности океана между экватором и 20° ю. ш. температура близка к 28 °С. В северных частях Бенгальского залива и Аравийского моря вода намного холоднее, а в северных частях Персидского залива и Красного моря отмечаются температуры даже ниже 20 °С. В южном полушарии температура постепенно уменьшается от тропиков к полюсам. На распределение температуры в этих районах оказывает влияние поверхностная циркуляция. Теплые воды переносятся на юг вдоль побережья Африки, а холодные воды — на север вдоль западного побережья Австралии, вызывая отклонение изотерм от зонального направления.

В августе высокие температуры отмечаются в северной и экваториальной частях океана. Сомалийское течение переносит холодную воду вдоль побережья Африки на север. В южном полушарии изотермы сдвигаются почти на 10° к северу.

[1] Это течение носит название течения Тареева по имени советского океанолога, впервые его описавшего. (*Прим. отв. ред. пер.*)

Соленость поверхности океана. Распределение солености на поверхности океана определяется разностью между испарением и осадками, а также речным стоком (рис. 5).

Высокие значения солености поверхностных вод (более 36 ‰) отмечаются в субтропической зоне южного полушария, где испарение превышает осадки. Антарктические воды, наоборот, имеют низкую соленость из-за обильных осадков и таяния льдов. Другая область низкой солености простирается вдоль 10° ю. ш. от индонезийских вод до Мадагаскара. Ее существование связано с большим количеством осадков в тропиках. Воды Бенгальского залива имеют очень низкую соленость (часто меньше 30 ‰), что обусловливается стоком больших рек. В то же время из-за сильного испарения значения солености в Аравийском море достигают 36,5 ‰. Высокие значения солености отмечаются также в Персидском заливе (>38 ‰) и в Красном море (41 ‰), отражая аридный характер климата и окружающей эти бассейны суши. Изменчивость распределения солености в течение года относительно невелика. Однако следует отметить, что в феврале южнее Индии находится область пониженной солености, вытянутая от Бенгальского залива на запад; существование этой области обусловлено развитием в этот период Северного Пассатного течения.

Поверхностные водные массы. Свойства поверхностных водных масс формируются за счет различий в климатических условиях тех или иных частей Индийского океана. В очень соленых водах Аравийского моря отмечаются небольшие сезонные колебания температуры, и поэтому они могут быть классифицированы как субтропические. Воды Бенгальского залива представляют собой разновидность тропических поверхностных вод, поскольку для них характерны низкая соленость и высокая температура. Тропические поверхностные воды другого типа, простирающиеся к западу от индонезийских вод, называются экваториальными поверхностными водами. Субтропические области южного полушария занимают

субтропические поверхностные воды, соленость которых превышает 35,5 ‰, а сезонные вариации температуры составляют 15—25 °С. Их южной границей служит линия субтропической конвергенции, приблизительно совпадающая с изотермой

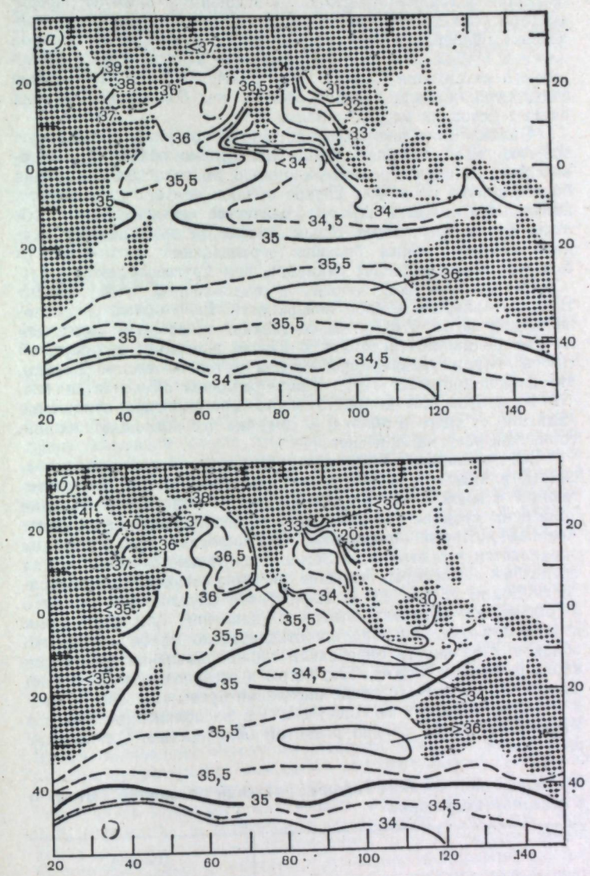


Рис. 5. Поле солености (‰) на поверхности Индийского океана в феврале (*а*) и августе (*б*).

15 °С. Дальше к югу, в переходной области, температура и соленость воды уменьшаются, достигая соответственно примерно 4 °С и 34 ‰ в зоне антарктического полярного фронта. Южнее антарктического полярного фронта находятся антарктические поверхностные воды с низкой соленостью (<34 ‰). Их температура близка к точке замерзания морской воды (—1,9 °С) зимой и составляет около 2 °С летом.

Подповерхностные водные массы. Вертикальное распределение температуры, солености и концентрации кислорода в Индийском океане, а также основные водные массы показаны на меридиональном разрезе от Аравийского моря до Антарктиды (рис. 6). Теплая вода, температура которой превышает 15 °С, занимает только очень тонкий поверхностный слой — менее 300 м. Этот слой содержит тропические и субтропические водные массы. Субтропические воды южного полушария распространяются по направлению к экватору на глубинах 100—200 м, что приводит к появлению подповерхностного максимума солености.

Воды с высокой соленостью, формирующиеся в Красном море и Персидском заливе, выходят из этих бассейнов и пересекают Аравийское море в виде подповерхностного слоя воды с высокой соленостью на глубинах 600—1000 м. На юге они прослеживаются вплоть до Мадагаскара, а на востоке — до Суматры. Вблизи антарктического полярного фронта с поверхности опускаются воды с низкой соленостью и температурой около 4 °С, которые затем распространяются на север в виде языка пониженной солености на глубинах 600—1500 м и называются антарктическими промежуточными водами.

Глубинные и придонные воды Индийского океана имеют внешнее происхождение. Воды с довольно высокой соленостью, образующиеся в Северной Атлантике (несколько южнее Гренландии), проникают в Индийский океан между Африкой и Антарктидой в пределах слоя 1500—3000 м. На глубине более 3000 м находятся антарктические придонные воды, образующиеся в море Уэдделла, температура которых ниже 0 °С.

Поскольку как антарктические промежуточные воды, так и антарктические придонные воды образуются на поверхности океана, для них характерны довольно высокие концентрации кислорода (>5 ‰). Водные массы северной части Индийского океана, расположенные ниже поверхностного слоя, обновляются медленно, и поэтому характеризуются очень низкими концентрациями кислорода. Слой минимальных концентраций кислорода связан с водами Красного моря. Он вытянут в южном направлении и вклинивается между антарктическими промежуточными и северо-атлантическими глубинными водами. См. *Красное море, Морская вода, Южный океан.*

Апвеллинг. Отдельные области апвеллинга отмечаются у берегов Индийского океана, однако, в отличие от аналогичных областей в других океанах, все они носят сезонный характер. Указанные области формируются преимущественно во время юго-западного муссона (с мая по сентябрь), когда апвеллинг наблюдается в море Банда, к югу от о. Явы, у побе-

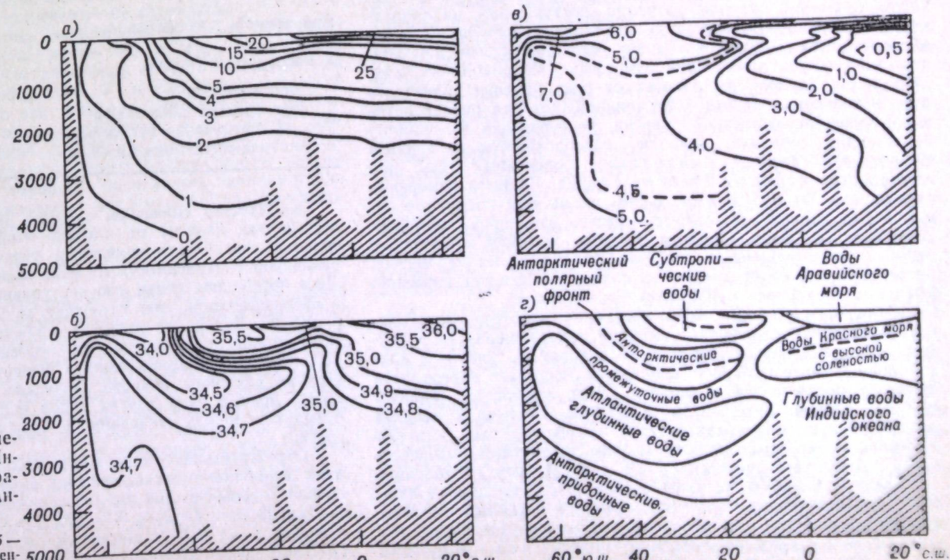


Рис. 6. Вертикальный меридиональный разрез Индийского океана от Аравийского моря до Антарктиды.

а — температура (°С), *б* — соленость (‰), *в* — концентрация кислорода (‰), *г* — водные массы.

режья п-ова Сомали и у Аравийского полуострова. Наиболее сильный апвеллинг, во время которого температура поверхности океана может понизиться до 14 °С, отмечается у побережья п-ова Сомали. Здесь вода с высоким содержанием биогенных элементов поднимается со скоростью приблизительно 1 м·сут$^{-1}$ с глубины порядка 150 м, поступая в поверхностное течение. Все названные области апвеллинга характеризуются высокой биологической продуктивностью. Во время северо-восточного муссона слабый апвеллинг возникает в Андаманском море и у западного побережья Индии. См. *Апвеллинг.*

Приливы. В Индийском океане наблюдаются как полусуточные, так и суточные приливы. Полусуточные приливы образуют три амфидромии, центры которых локализованы в Аравийском море, юго-восточнее о. Мадагаскар и западнее г. Перта. В случае суточных приливов существуют также три амфидромические системы, расположенные к югу от Индии, в Мозамбикском проливе и между Африкой и Антарктидой. Суточные приливы преимущественно имеют характер стоячей волны, области пучностей которой расположены в центральной части Индийского океана, Аравийском море и районе между Австралией и Антарктидой. См. *Приливы.*

Вдоль побережья Африки, в Бенгальском заливе и у северо-западного побережья Австралии доминируют полусуточные приливы с наступлением полной воды дважды в сутки. Смешанные приливы характерны для побережья Аравийского моря и прибрежной зоны о-вов Суматра и Ява. Суточные приливы с наступлением полной воды один раз в сутки преобладают лишь у юго-западного побережья Австралии. Большие сизигийные приливы отмечаются в Аравийском море; они равны 2,5 м в Адене и 5,7 м в Бомбее. Большие приливы наблюдаются также и в Бенгальском заливе, главным образом на побережье Бирмы (7 м в Рангуне). Для побережья о-вов Суматра и Ява характерны небольшие приливы (от 1 до 2 м); в то же время у северо-западных берегов Австралии сизигийный прилив достигает 6—10 м. Вдоль побережья Южной Африки прилив составляет 1,5—2 м, однако в Мозамбикском проливе он увеличивается до 3—5 м. На островах центральной части Индийского океана сизигийные приливы не превышают 1—1,5 м.

Клаус Виртки

Лит.: J. G. Colborn, *The Thermal Structure of the Indian Ocean*, 1975; G. Dietrich, *General Oceanography*, 1963; International Indian Ocean Expedition, *Collected Reprints*, vols. 1—4, UNESCO, 1965—1967; *Monatskarten fur den Indischen Ozean*, Ger. Hydrogr. Inst. Publ. no. 2242, 1960; G. Schott, *Geographie des Indischen und Stillen Ozeans*, 1935; H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, and R. H. Fleming, *The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology*, 1946; G. B. Udintsev (ed.), *Geological-Geophysical Atlas of the Indian Ocean*, 1976.

Инсоляция

Поток прямой солнечной радиации, поступающей на единичную горизонтальную площадку за единицу времени. Изменение инсоляции с широтой создает источник энергии для поддержания общей циркуляции атмосферы. Инсоляция на верхней границе атмосферы зависит от угла падения солнечного луча и значения солнечной постоянной, которая определяется как количество солнечной энергии, поступающей за единицу времени на единичную площадку, расположенную на верхней границе атмосферы перпендикулярно солнечному лучу, при среднем расстоянии от Земли до Солнца. Единица измерения инсоляции — Вт·м$^{-2}$. За пределами атмосферы инсоляция существенно зависит от широты места, изменяясь приблизительно от 440 Вт·м$^{-2}$ вблизи экватора до нуля в полярных районах, не освещенных солнцем; однако в летние месяцы инсоляция по широте изменяется слабо и составляет примерно 500 Вт·м$^{-2}$ у полюса и 400 Вт·м$^{-2}$ у экватора.

Солнечная энергия, поступающая в атмосферу, претерпевает изменения вследствие рассеяния и поглощения ее воздухом, облаками, поверхностью суши и воды. Излучение с длиной волны менее 0,29 мкм вообще не достигает поверхности Земли, а поглощается в верхних слоях атмосферы главным образом азотом, кислородом и озоном. Солнечная энергия рассеивается на молекулах воздуха по закону Рэлея, а также поглощается водяным паром, озоном и другими атмосферными газами, что приводит к ее дальнейшему ослаблению.

Твердые и жидкие частицы, всегда присутствующие в нижних слоях атмосферы, также рассеивают и поглощают солнечную энергию. Однако наибольшее влияние на радиацию, поступающую в атмосферу из мирового пространства, оказывают облака. Отражательная способность (альбедо) облаков изменяется в широких пределах, так что облака могут отражать и менее 10 и свыше 90 % падающей на них радиации. Альбедо для видимой части спектра превышает интегральное альбедо для всего потока радиации, поскольку поглощение радиации облаками происходит в основном в ближней инфракрасной области спектра. Альбедо облака зависит от распределения облачных капель по размерам, от количества жидкой влаги в облаке и от его толщины; оно зависит также от зенитного расстояния Солнца. Чем мельче капли и чем больше содержится жидкой влаги в облаке, тем больше при прочих равных условиях альбедо облака.

Облака не только отражают, но и поглощают солнечную энергию. Если облачные капли достаточно велики и, следовательно, их число сравнительно мало, то солнечная радиация более глубоко проникает внутрь облака, чем в случае мелких капель, при одном и том же количестве жидкой влаги в облаке. Кроме того, более теплое облако (с высоким содержанием водяного пара) большей вертикальной протяженности будет поглощать больше радиации, чем другие облака.

Поток солнечной энергии в подоблачном слое зависит также от альбедо земной поверхности. Если облака расположены над лесом, этот поток составляет около 40 % падающей на них радиации, тогда как в случае поверхности, покрытой снегом, отражательная способность которого весьма велика, эта цифра достигает 70 %. Такое различие объясняется тем, что во втором случае имеет место многократное отражение радиации от снега и облака; к тому же лес поглощает больше солнечной энергии, чем снег.

Все указанные эффекты, связанные с наличием атмосферы, влияют на распределение солнечной радиации, достигающей земной поверхности. В качестве примера в таблице приведены средние годовые значения инсоляции, рассчитанные Хотоном, которые показывают, что широтный ход инсоляции проявляется у поверхности Земли значительно меньше, чем за пределами атмосферы. Большие значения инсоляции у поверхности Земли вблизи 30° с. ш. частично обусловлены тем, что в обширных областях высокого давления, расположенных в этих широтах, наблюдается относительно малое количество облаков. Облачность определяет также изменения инсоляции вдоль широтных кругов. Так, летом в северном полушарии на широте 40° среднее значение инсоляции превышает 340 Вт·м$^{-2}$ в пустыне и падает до 120 Вт·м$^{-2}$ в расположенных вблизи Японии районах с сильно развитой облачностью. См. *Земное излучение.*

Широтный ход средних годовых значений инсоляции (Вт·м$^{-2}$) в северном полушарии

	Широта			
	0	30	60	90 °
Вне земной атмосферы	410	360	230	170
У поверхности Земли:				
при ясном небе	280	250	150	110
при средней облачности	200	210	100	730
Полное поглощение (атмосферой и подстилающей поверхностью)	280	260	130	60

Количество солнечной энергии, поглощенной земной поверхностью, зависит от альбедо этой поверхности. Отражательная способность отдельных участков суши может быть различной в зависимости от вида подстилающей поверхности. Леса поглощают почти всю поступающую солнечную энергию, а свежевыпавший снег отражает до 90 % падающей на него радиации. В средних широтах альбедо снега с течением времени может стать меньше 0,4, особенно после кратковременных потеплений, приводящих к существенному изменению состояния снежного покрова. Значения альбедо травяного покрова, поля и ряда других типов подстилающей поверхности находятся между указанными значениями альбедо леса и снега.

Отражательная способность водной поверхности в условиях безоблачного неба сильно зависит от зенитного угла солнца Z. Альбедо для прямой солнечной радиации составляет всего 0,02 при $Z=0°$ и 0,13 при $Z=70°$. При $Z=80°$ альбедо возрастает до 0,35 и достигает значения 1,0, когда $Z=90°$. При ветре альбедо водной поверхности, отвечающее большим зенитным углам солнца, может уменьшиться. Так, при скорости ветра около 8 м·с$^{-1}$ и $Z=80°$ альбедо может стать равным 0,17. См. *Альбедо.*

С учетом всех указанных выше факторов можно оценить количество радиации, поглощенное атмосферой и земной поверхностью (см. таблицу). Интересно отметить, что горизонтальный градиент поглощенной радиации, обусловливающий наличие атмосферной циркуляции, аналогичен градиенту инсоляции за пределами земной атмосферы.

Зигмунд Фриц

Лит.: F. A. Berry, Jr. E. Bollay and N. R. Beers (eds.), *Handbook of Meteorology*, 1945; K. L. Coulson, *Solar and Terrestrial Radiation*, 1975; S. Fritz, Solar energy on clear and cloudy days, *Sci. Mon.*, 84: 55—65, 1957, G. Partridge and C. Platt, *Radiative Processes in Atmospheric Science*, 1976; N. Robinson (ed.), *Solar Radiation*, 1966.

Ионосфера

Часть верхней атмосферы, настолько ионизованная ультрафиолетовым излучением Солнца, что концентрация свободных электронов влияет на распространение радиоволн. В 1902 г. гипотезу о существовании ионосферы выдвинули одновременно Хэвисайд в Англии и Кеннели в США для объяснения физического механизма трансатлантической радиосвязи, осуществленной в 1901 г. Маркони, и в течение многих лет ионосферу называли слоем Кеннели—Хэвисайда. Существование ионосферы как проводящего слоя атмосферы было еще ранее постулировано Стюартом для объяснения суточных вариаций геомагнитного поля. Первые непосредственные наблюдения ионосферы выполнили в 1924 г. Эплтон и Барнет в Англии, а также Брейт и Тьюв в США, обнаружившие отражение радиоволн от ионосферы.

Затем начались интенсивные исследования ионосферы. Один из первых методов исследования состоял в применении ионозонда, т. е. импульсного передатчика с непрерывно изменяющейся частотой, посылающего радиоволны вертикально вверх. При нормальном падении на ионосферу электромагнитный импульс отражается от того уровня в ионосфере, на котором плазменная частота была равна частоте радиоволны. Импульсы, отраженные от ионосферы, улавливаются приемником, расположенным рядом с передатчиком, и записываются. Время, прошедшее между испусканием импульса и его приемом, интерпретируется как время распространения сигнала на пути, равном удвоенной высоте точки отражения. В результате запись принимает вид кривой, дающей кажущуюся высоту отражения в зависимости от плазменной частоты. Этот метод все еще широко применяется и в настоящее время. С помощью ракет и спутников производятся прямые измерения ионосферных параметров. Для исследования верхней ионосферы (т. е. той ее части, которая расположена выше уровня максимальной концентрации электронов) широко используются также ионозонды, устанавливаемые на спутниках.

Данные сети наземных ионозондов показали, что ионосфера имеет определенную вертикальную структуру. Ранее было принято считать, что ионосфера состоит из дискретных слоев — их назвали слоями D, E, F_1 и F_2. Однако ракетные измерения показали, что эти слои сливаются друг с другом, поэтому их удобнее называть областями, а не слоями. Так как вертикально падающая радиоволна отражается от ионосферы на том уровне, где плазменная частота равна частоте радиоволны, можно установить зависимость концентрации электронов в точке отражения от максимальной радиочастоты, на которой возникает отражение:

$$N_e = 1{,}24 \cdot 10^{10} f_0^2, \qquad (1)$$

где N_e — концентрация электронов (м$^{-3}$), а f_0 — радиочастота (МГц). Максимальные концентрации электронов в различных областях ионосферы обозначаются N_mD, N_mE, N_mF_1 и N_mF_2. Критической частотой f_0 можно также назвать наименьшую частоту, проходящую через данную область ионосферы; для области F_2 эта частота обозначается f_0F_2. С помощью тщательного анализа показателей преломления на различных уровнях ионосферы можно превратить кажущиеся высоты уровня максимальной концентрации электронов в каждом слое $\left(h'_mD,\ h'_mE,\ h'_mF_1 \text{ и } h'_mF_2\right)$ в истинные (h_mD, h_mE, h_mF_1 и h_mF_2).

Ионосфера обнаруживает значительную пространственную и временную изменчивость; к временным изменениям относятся регулярные суточные и сезонные вариации, а также вариации с циклом солнечной активности. Существуют также и нерегулярные вариации от дня ко дню, связанные главным образом с изменениями солнечной активности и движениями в атмосфере. Типичный профиль электронной концентрации в ионосфере показан на рис. 1.

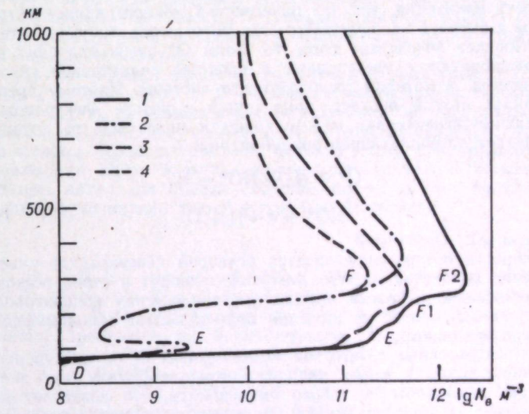


Рис. 1. Типичная концентрация электронов (N_e) в средних широтах в дневное (*1*, *3*) и ночное (*2*, *4*) время вблизи максимума (*1*, *2*) и минимума (*3*, *4*) цикла солнечных пятен.

Область *D*. Область D — самая нижняя область ионосферы, расположенная примерно на высотах 60—85 км. Верхняя часть этой области образована главным образом за счет ионизации окиси азота солнечным излучением в линии L_α водорода, а нижняя часть возникает в основном за счет ионизации космическими лучами. Днем концентрация электронов составляет около 10^8—10^9 м$^{-3}$. Эта область исчезает ночью, хотя источник ионизации, связанный с космическими лучами, продолжает существовать. Причина такого исчезновения связана с быстрым присоединением электронов к молекулам (т. е. с образованием отрицательных ионов); этот эффект днем подавляется обратным процессом — фотоотлипанием электронов. Это единственная область ионосферы, в которой отрицательные ионы могут играть существенную роль.

Частота соударений электронов с более тяжелыми частицами в области D и нижней части области E сравнительно высока, что приводит к поглощению энергии радиоволн, проходящих через эти области. Это накладывает серьезные ограничения на радиосвязь и приводит к значительному уменьшению в дневное время радиуса действия радиостанций, работающих в диапазоне средних длин волн, поскольку днем распространение радиоволн путем их отражения от ионосферы становится неэффективным из-за сильного поглощения в слое D.

Во время некоторых явлений на Солнце область D испытывает возмущения. Во время сильных солнечных вспышек на дневном полушарии возникают внезапные ионосферные возмущения (ВИВ); эти возмущения длятся около получаса и, повидимому, обусловлены всплесками солнечных рентгеновских лучей с длиной волны около 0,5 нм. Рентгеновские лучи проникают в нижнюю часть области D и вызывают там увеличение концентрации электронов. Поглощение в полярной шапке (ППШ) возникает за счет солнечных космических лучей, которые иногда выбрасываются из солнечных вспышек; эти события длятся несколько суток и наблюдаются только в высоких широтах вследствие отклонения заряженных частиц геомагнитным полем. Третий тип возмущений в области D отмечается вблизи активных полярных сияний. Все эти возмущения характеризуются аномально сильным поглощением радиоволн. См. *Космические лучи, Солнце.*

Область *E*. Мягкие рентгеновские лучи и более проникающее крайнее ультрафиолетовое излучение Солнца поглощаются на высотах 85—140 км, в результате чего днем образуется область E с концентрацией электронов около 10^{11} м$^{-3}$. В этой области были впервые обнаружены отражения от ионосферы. Основные ионы в области E — это O_2^+, O^+ и NO^+, причем последние образуются в ходе химических реакций между первичными ионами. Мягкие рентгеновские лучи, которые приводят к образованию области E, должны также вызывать по-

явление ионов N_2^+, которые, однако, не наблюдаются, поскольку быстро исчезают в ходе следующих реакций:

$$N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N, \quad (2а)$$

$$N_2^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + N_2. \quad (2б)$$

Первая из этих реакций более существенна, но обе преобладают над непосредственной рекомбинацией ионов N_2^+ с электронами.

Область *F*. Сильное поглощение крайнего ультрафиолетового излучения Солнца (20 нм$<\lambda<$90 нм) приводит к образованию области *F*, расположенной на высотах более 140 км. Поглощение этого излучения максимально на высоте 160 км, где наблюдается дневной максимум ионизации, называемый областью F_1. Эта область простирается от 140 до 200 км. Выше области максимальной фотоионизации скорость потерь электронов и ионов уменьшается с высотой быстрее, чем скорость ионизации, так что равновесная концентрация электронов с высотой увеличивается. Это уменьшение скорости потерь возникает вследствие того, что ионы O^+ очень медленно рекомбинируют с электронами в процессе радиативной рекомбинации, в котором участвуют две частицы. Поэтому преобладает другой процесс, приводящий к потере электронов,— реакция перезарядки между ионом и молекулой, за которой следует диссоциативная рекомбинация:

$$O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N, \quad (3)$$

$$NO^+ + e \rightarrow N + O. \quad (4)$$

Скорость потерь определяется реакцией перезарядки; уменьшение концентрации N_2 с высотой приводит к столь резкому уменьшению скорости потерь, что равновесная концентрация O^+ увеличивается с высотой над областью максимального ионообразования.

Возрастание с высотой концентрации O^+ и электронной концентрации в конце концов прекращается, так как плотность атмосферы настолько уменьшается, что возникает направленная вниз диффузия ионов и электронов (вследствие амбиполярной диффузии в гравитационном поле). Область максимальной концентрации ионов и электронов обычно расположена на высоте около 300 км и называется областью F_2. В результате процесса фотоионизации, происходящего выше этой области, возникает в основном атомарный кислород, диффундирующий вниз через область максимальной концентрации в более плотные слои атмосферы, где ионизованные частицы теряют заряды за счет перезарядки с молекулами и следующей за этим диссоциативной рекомбинации (см. выше).

Максимальная концентрация электронов в области F_2 составляет около 10^{12} м$^{-3}$. Выше области максимальной ионизации распределение ионизации определяется диффузионным равновесием в гравитационном поле. Если преобладают ионы определенного вида, то их вертикальное распределение описывается отрицательной экспоненциальной функцией, причем скорость падения концентрации этих ионов с высотой меньше скорости уменьшения концентрации нейтральных частиц такой же массы. Градиент логарифма концентрации описывается уравнением

$$\frac{d}{dz} \ln n = -\frac{mg}{k(T_i + T_e)}, \quad (5)$$

где m — масса иона, g — ускорение свободного падения, k — постоянная Больцмана, T_i — температура ионов, T_e — температура электронов. Соответствующее выражение для нейтральных частиц имеет вид

$$\frac{d}{dz} \ln n = -\frac{mg}{kT}, \quad (6)$$

где T — температура нейтральных частиц (в предположении, что массы нейтральных частиц и ионов равны). Если $T=T_i=T_e$, то скорость уменьшения с высотой логарифма концентрации ионов вдвое меньше, чем скорость нейтральных частиц. Однако за счет энергии, которую получают освобожденные электроны, нередко $T_e>T_i>T$, что приводит к еще более медленному падению концентрации ионов с высотой.

В изменениях концентрации в области *F* наблюдается аномалия, называемая зимней; она состоит в том, что зимой концентрация электронов выше, чем летом, даже при условии сравнимой по величине освещенности Солнцем.

Эта аномалия вызвана изменением состава атмосферы, в частности увеличением концентрации атомарного кислорода по сравнению с концентрацией молекулярного азота. Это изменение приводит к уменьшению скорости рекомбинации, определяемой реакцией (3), что вызывает увеличение концентрации ионов и электронов. Изменение состава атмосферы происходит в результате сложных процессов, связанных с крупномасштабной циркуляцией атмосферы на высотах ионосферы.

Гелиосфера и протоносфера. Гелий и атомарный водород — важные составляющие верхней атмосферы; их ионы играют значительную роль на высотах более 500 км. Эти газы становятся важными и даже преобладающими составными частями верхней атмосферы, что связано с их малой массой. В диффузионном равновесии каждый нейтральный газ распределяется в гравитационном поле точно так же, как при отсутствии других газов, поэтому выше некоторого уровня начинают преобладать более легкие газы. Диффузионное равновесие у ионов имеет более сложный характер, чем у нейтральных частиц. Если бы из-за очень малой массы электронов ионы и электроны были независимыми газами, то их концентрация почти не уменьшалась бы с высотой. Однако даже очень незначительное разделение распределений электронов и ионов по высоте немедленно приводит к возникновению электрического поля, препятствующего дальнейшему разделению зарядов. В результате распределение ионов и электронов становится почти одинаковым. Устанавливающееся при этом электрическое поле достаточно для поддержания такого распределения, какое возникло бы при равенстве массы электрона (и иона) половине массы иона (при условии, что $T_e=T_i$; если $T_e>T_i$, эффективная масса будет еще меньше). Если теперь добавить небольшое количество более легких ионов, то они будут испытывать воздействие такого же электрического поля, которое установилось бы за счет главной составляющей — более тяжелых ионов. Это поле достаточно для поддержания в равновесии заряженной частицы, масса которой равна половине массы более тяжелого иона, т. е. оно более чем достаточно для поддержания более легкого иона.

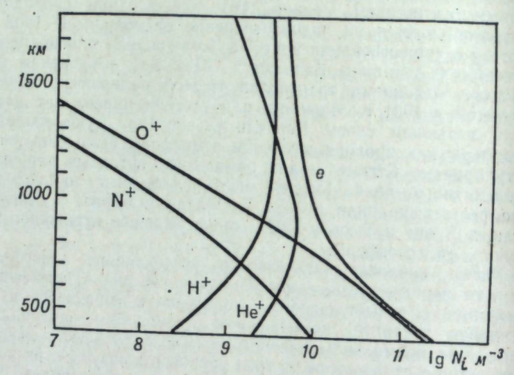


Рис. 2. Диффузионные равновесные распределения концентрации N_i ионов N^+, O^+, He^+ и H^+.

Кривая *e* показывает полную концентрацию ионов, равную концентрации электронов.

Так, если преобладающим ионом является O^+, то образующееся электрическое поле способно поддержать массу, равную 8 а. е. м. с единичным зарядом. Ион гелия будет в результате испытывать воздействие направленной вверх силы, эквивалентной $4m_p$, где m_p — масса атома водорода; ион водорода будет испытывать воздействие направленной вверх силы, эквивалентной $7m_p$; поэтому при диффузионном равновесии концентрации этих ионов будут увеличиваться с высотой. Это увеличение будет продолжаться до тех пор, пока не станут преобладать более легкие ионы; при этом напряженность электрического поля начнет уменьшаться и возникнет такое распределение легких ионов, при котором их концентрация будет уменьшаться с высотой (рис. 2). См. *Динамика верхней атмосферы*.

Иногда области, где преобладают ионы гелия и водорода, называются гелиосферой и протоносферой соответственно. В некоторых случаях гелиосфера не возникает — тогда наблюдается переход от области с преобладанием ионов кислорода к области с преобладанием ионов водорода.

Магнитосфера и плазмосфера. Магнитосферой называется область, в которой движение ионизованной плазмы зависит от геомагнитного поля. Она простирается приблизительно от границы области F_1 вверх, поскольку движение ионов ниже уровня 150 км определяется столкновениями с нейтральными частицами. Столкновения нейтральных частиц с электронами играют важную роль только на уровнях менее 90 км. Положение внешней границы магнитосферы зависит от взаимодействия геомагнитного поля с солнечным ветром, сжимающим геомагнитное поле на дневной стороне Земли. Расстояние между этой границей и земной поверхностью составляет около 10 радиусов Земли. На границе магнитосферы напряженность сжатого геомагнитного поля достаточно велика для отражения солнечного ветра; при этом в солнечном ветре развивается ударная волна. См. *Геомагнетизм*.

На ночной стороне Земли магнитосфера простирается очень далеко в космическое пространство, образуя длинный хвост. При этом в хвосте возникают два сегмента, разделенные токовым слоем; такая токовая система должна существовать между двумя областями с противоположно направленными магнитными полями. Пучок силовых линий в каждой секции хвоста достигает Земли в сравнительно небольших областях (несколько меньших, чем области внутри зон полярных сияний). См. *Магнитосфера, Полярное сияние*.

На расстоянии около 4 радиусов Земли от ее центра в экваториальной плоскости возникает внезапное падение концентрации ионов водорода. Концентрация ионов падает на два порядка: от 10^8 до 10^6 м$^{-3}$. Так как ионы могут более или менее свободно двигаться вдоль магнитных силовых линий, но не поперек них, то граница между областями высокой и низкой концентрации ионов проецируется вниз вдоль магнитных силовых линий и достигает области максимальной ионизации вблизи геомагнитной широты 60°. Область сравнительно высокой концентрации ионов внутри этой границы называется плазмосферой, а сама граница — плазмопаузой. Плазмопауза имеет не совсем правильную форму и перемещается в радиальном направлении в зависимости от геомагнитной активности.

Рассеяние в области *F* и спорадический слой *E*. Так как ионосфера образуется под воздействием солнечного излучения, то можно было бы ожидать, что по своим характеристикам она будет вполне однородна. В ионосфере, однако, возникают различные неоднородности, характерные размеры которых составляют от нескольких метров до нескольких километров. Причина их возникновения неизвестна. В области F_2 и выше нее неоднородности должны быть направлены вдоль силовых линий геомагнитного поля. Явление рассеяния в области *F*, по-видимому, связано с этими неоднородностями; это явление было названо рассеянием потому, что записи отраженных сигналов, получейные с помощью ионозонда, расширяются.

Спорадический слой *E* — это тонкий слой с повышенной концентрацией электронов; толщина этого слоя составляет 1—2 км, а концентрация электронов возрастает в нем в два раза и более. По-видимому, это явление вызвано сильным ветровым сдвигом, приводящим к увеличению концентрации электронов в области сдвига в результате переноса их в эту область снизу и сверху. Если заряженные частицы, переносимые в спорадический слой *E*, состоят из нескольких компонентов, то ионы с более высокими коэффициентами рекомбинации будут исчезать вследствие рекомбинации, а ионы с наименьшими коэффициентами рекомбинации будут накапливаться в слое. Иногда спорадический слой *E* состоит из металлических ионов, возможно, метеорного происхождения. Вероятно, такие ионы всегда присутствуют в области *E* в виде малой примеси, причем коэффициенты их рекомбинации меньше, чем коэффициенты рекомбинации обычных атмосферных ионов.

Электродинамический дрейф. Важными физическими процессами в атмосфере являются электродинамический дрейф и динамоэффект. Ветры, возникающие в результате движения областей ионизации в геомагнитном поле, приводят к образованию индуцированных токов, которые в свою очередь возмущают геомагнитное поле. Эти динамоэффекты можно различить на геомагнитных записях, сделанных на земной поверхности.

Магнитосфера является активной магнитоэлектродинамической системой, возбуждаемой отчасти электрическими полями, генерируемыми движениями атмосферы в области динамо, отчасти солнечным ветром. Хотя процессы переноса энергии и количества движения в солнечном ветре пока еще до конца не изучены, нет сомнения в том, что существует некая общая система конвективных движений в магнитосфере, обусловленная главным образом солнечным ветром, причем эта система может быть описана в терминах электрических полей. Полярные сияния и некоторые ионосферные токи образуют нагрузку для этой системы. Магнитосферная конвекция, по всей вероятности, может служить причиной уменьшения концентрации ионов вне плазмосферы. Плазмосфера вращается вместе с Землей и не включается в систему магнитосферной конвекции.

В результате переноса областей ионизации под влиянием электрических полей, вызванных ветрами и динамоэффектом на меньших высотах, возникают два важных ионосферных эффекта. Один из них состоит в образовании экваториальной аномалии в области F_2. Максимальная ионизация в послеполуденные часы возникает не на экваторе или на подсолнечной широте, а в двух областях, лежащих приблизительно на расстоянии 10° к северу и югу от геомагнитного экватора. Этот эффект возникает в результате направленного к востоку электрического поля, вызывающего направленный вверх дрейф областей ионизации в экваториальных широтах. Затем заряженные частицы диффундируют вниз вдоль магнитных силовых линий под действием силы тяжести. В результате области ионизации переносятся от геомагнитного экватора в области максимальной ионизации, расположенные на 10° севернее или южнее экватора.

Другой важный эффект — поддержание ионизации в области *F* в ночное время. В результате рекомбинации ионизованных частиц их концентрация должна была бы уменьшаться гораздо быстрее, чем наблюдается в действительности. Это объясняется перемещением всей области *F* под действием направленного вверх электродинамического дрейфа в область больших высот, где меньше скорость потерь за счет падения концентрации молекулярных ионов. См. *Атмосфера*.

Франсис С. Джонсон

Лит.: P. M. Banks and G. Kocharts, *Aeronomy*, 1973; А. Д. Данилов, Химия ионосферы.— Л., 1967; K. Davies, *Ionospheric Radio Propagation*, 1967; E. R. Dyer (ed.), *International Symposium on Solar-Terrestrial Physics, Leningrad, 1970*, 1972; A. P. Mitra, *Ionospheric Effects of Solar Flares*, 1974; J. A. Ratcliffe, *An Introduction to the Ionosphere and Magnetosphere*, 1972; H. Rishbeth and O. K. Garriott, *Introduction to Ionospheric Physics*, 1969 (Г. Ришбет, О. К. Гарриот, Введение в физику ионосферы.— Л., 1975); R. C. Whitten and I. G. Poppoff, *Fundamentals of Aeronomy*, 1971 (Р. Уиттен, И. Поппов. Основы аэрономии.— Л., 1977).

Калифорнийский залив

Глубокий, вытянутый желоб на северо-западе Мексики длиной 1500 км и шириной 100—200 км; отделяется от Тихого океана гористым п-овом Калифорния. Группа островов и сужение в центральной части отделяют мелкую (<200 м) северную часть от глубоководной южной, где расположено несколько котловин глубиной 1000—3600 м (рис. 1).

В южной части залива земная кора относительно тонка и поверхность Мохоровичича находится на глубине 10—11 км. Под материком и п-овом Калифорния поверхность Мохоровичича проходит на глубине 23—25 км. Следовательно, залив является частью Тихого океана, а не опустившейся окраиной континента. Он расположен там, где возвышение дна на востоке Тихого океана подходит к материку. Топография дна залива свидетельствует о том, что он был образован продольными движениями вдоль разлома, направленного с северо-запада на юго-восток и, вероятно, связанного с разломом Сан-Андреас в Калифорнии.

Климат и циркуляция. Залив расположен в основном в зоне с засушливым климатом. Годовая сумма осадков на п-ове Калифорния составляет 10—15 см, постоянные воздушные потоки отсутствуют. На восточном побережье залива сумма осадков увеличивается от 100 мм на северо-западе до 850 мм на юго-востоке. Постоянные потоки существуют только на юге. Температура поверхности моря на севере залива колеблется от 16 °С зимой до 30 °С летом. На юге залива распространяются экваториальные воды Тихого океана с минимумом кислорода на глубине 300—900 м.

Циркуляция поверхностных вод зависит от сезонных ветров. Зимой вода вытекает из залива у поверхности, а втекает из Тихого океана на промежуточных глубинах. Летом вода поступает в залив под действием ветра, в то время как глубинный поток направлен в океан. Апвеллинг наблюдается вдоль восточного берега залива зимой и вдоль западного — летом, что вызывает высокую продуктивность планктона.

Донные осадки. На севере залива донные отложения сформированы в основном наносами р. Колорадо (рис. 2), а на юге — наносами, поступающими с восточного побережья; широкая береговая полоса и шельф указывают на большую скорость отложений. Очень небольшое количество наносов поступает с полуострова. На западе отложения на мелководье состоят из известковистых обломков скелетов.

В южной части залива глубоководные осадки состоят из алевритовых глин, принесенных с суши, а в центральной части — из алевритовых илов, обогащенных продуктивность планктонных водорослей, что отражает высокую продуктивность планктона. Скорость осадконакопления высока (1—5 мм·год$^{-1}$). Тихоокеанскими водами постоянно приносится значительное количество кремния в составе панцирей диатомовых водорослей. В некоторых диатомовых осадках различимы чередующиеся слойки, обогащенные панцирями диатомовых и глиной. Такие пары слойков, имеющие в среднем толщину 2—5 мм и образующиеся в течение одного года, называются лентами. См. *Тихий океан.*

Стефан Е. Калверт

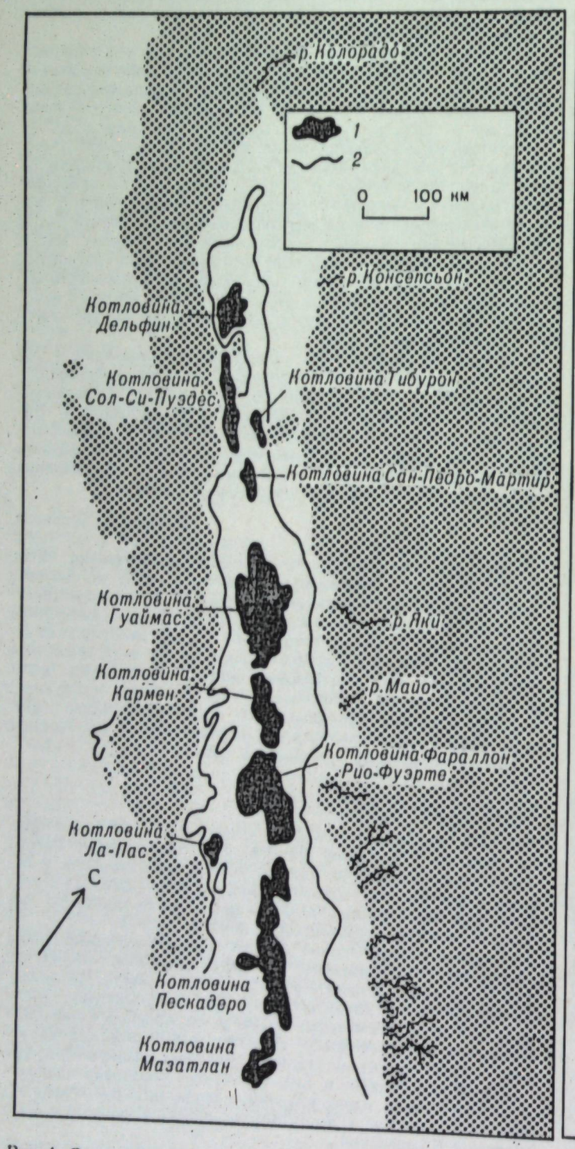


Рис. 1. Основные черты рельефа дна Калифорнийского залива. *1* — замкнутая котловина, *2* — край шельфа.

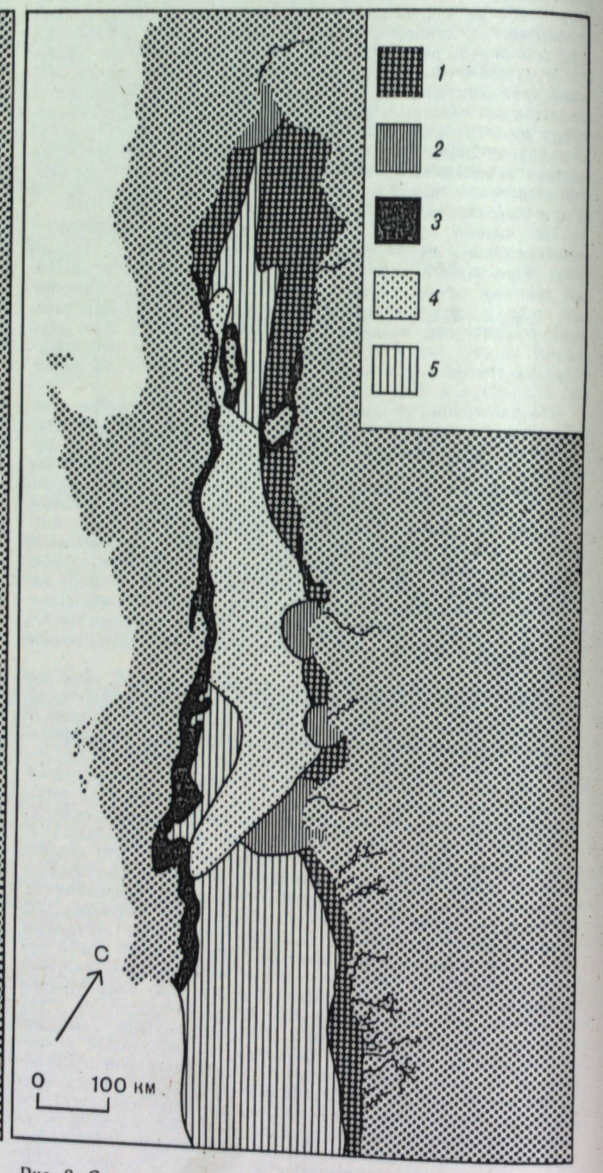


Рис. 2. Современные донные отложения Калифорнийского залива. (*По T. H. van Andel and G. G. Shor, eds., Marine Geology of the Gulf of California, Amer. Ass. Petrol. Geologists Mem. no. 3, 1964; and S. E. Calvert, Bull. Geol. Soc. Amer., 77: 569—596, 1966*)

1 — прибрежные и шельфовые пески, *2* — глинистые наносы дельты, *3* — известковые пески, *4* — алевритовые глины, *5* — материковые глинистые наносы.

Лит.: T. H. van Andel and G. G. Shor (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*, Amer. Ass. Petrol. Geologists Mem. no. 3, 1964; S. E. Calvert, Accumulation of diatomaceous silica in the sediments in the Gulf of California, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 77: 569—596, 1966; S. E. Calvert, Origin of the diatom rich sediments in the Gulf of California, *J. Geol.*, 74: 546—565, 1966; *1940 E. W. Scripps Cruise to the Gulf of California*, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 43, 1950.

Капиллярные волны

Капиллярные волны, или рябь, наблюдаются на границе раздела двух жидкостей. Основная восстанавливающая сила для них обусловлена поверхностным натяжением. Рябь, создаваемая ветром на поверхности раздела вода—воздух, влияет на силу трения в воздушном потоке над водоемами. Она также определяет отражение и рассеяние электромагнитных и звуковых волн.

Формулы, связывающие фазовую скорость c и частоту f с длиной волны λ синусоидальных волн малой амплитуды в отсутствие ветровых сил, имеют следующий вид:

$$c = c_m\left(\frac{\lambda}{2\lambda_m}+\frac{\lambda_m}{2\lambda}\right)^{1/2},\quad f=\frac{c}{\lambda},$$

где

$$c_m=\left(2\,\frac{\rho_2-\rho_1}{\rho_2+\rho_1}\right)^{1/2}\left(\frac{gT}{\rho_2-\rho_1}\right)^{1/4},$$

$$\lambda_m=2\pi\left[\frac{T}{(\rho_2-\rho_1)\,g}\right]^{1/2},$$

T — коэффициент поверхностного натяжения, ρ_1 и ρ_2 — плотности выше и ниже границы раздела, g — ускорение свободного падения. Для воздуха над водой при температуре 15 °C $c_m=23$ см·с$^{-1}$ и $\lambda_m=1{,}7$ см. Фазовая скорость имеет минимум при $c=c_m$, когда $\lambda=\lambda_m$. Более короткие волны относятся к ряби, более длинные — к гравитационным. См. *Океанские волны.*

При усилении ветра рябь быстро растет, а при его прекращении — быстро затухает. Если поверхность воды не загрязнена, амплитуда волн ряби уменьшается до e^{-1} своего исходного значения за время $t_0=\lambda^2/(8\pi^2\nu)$, где ν — коэффициент кинематической вязкости воды. Для $\lambda=1{,}7$ см и $\nu=0{,}01$ см^2·с $t_0=3{,}8$ с. Если на поверхности воды присутствует пленка нефти или другого поверхностно-активного вещества, амплитуда волн ряби уменьшается еще быстрее, так как загрязненная поверхность действует как нерастяжимая пленка, которую волны должны деформировать. Для абсолютно нерастяжимой пленки $t_0=(\pi^3\nu f)^{-1/2}$. Для примера, приведенного выше, $t_0=0{,}86$ с. При умеренном ветре затухание ряби почти останавливает ее рост; поверхность оказывается гладкой (такую поверхность называют сликом). В подобных условиях даже гравитационные волны растут с незначительной скоростью. Это объясняется тем, что для ветра рябь на поверхности является мелкомасштабной шероховатостью, которая необходима для развития гравитационных волн. В то же время известно, что волны ряби возникают и при отсутствии ветра в результате эпизодических нелинейных взаимодействий крутых гравитационных волн; следовательно, гравитационные волны и рябь — взаимосвязанные процессы.

Стационарная форма ряби большой амплитуды вычислена Краппером. При увеличении амплитуды синусоида заменяется кривой, у которой кривизна впадин больше, чем кривизна гребней.

Чарльз С. Кокс

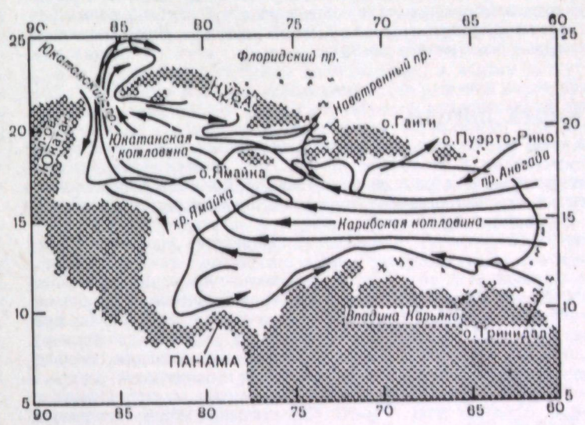
Лит.: G. D. Grapper, An exact solution for progressive capillary waves of arbitrary amplitude, *J. Fluid Mech.*, 2: 532—540, 1957; M. E. McCormick, *Ocean Engineering Wave Mechanics*, 1973; A. H. Schooley, Profiles of wind-water waves in the capillary-gravity transition region, *J. Mar. Res.*, 16(2): 100—108; 1958; R. L. Wiegel, *Oceanographical Engineering*, 1964.

Карибское море

Глубокая океанская котловина длиной примерно 2800 км и шириной 1500 км, ограниченная Центральной и Южной Америкой и грядой Больших и Малых Антильских островов (см. рисунок). Вместе с Мексиканским заливом иногда называется Американским Средиземным морем. Две основные котловины: бо́льшая Карибская котловина и меньшая, но более глубокая Юкатанская разделены хр. Ямайка. Как правило, в Карибском море преобладает мягкая и ровная погода. Однако летом и ранней осенью возможны сильные ураганы.

Основные течения направлены с востока на запад, причем воды Гвианского течения входят через проливы между островами на востоке и выходят через Юкатанский пролив в Мексиканский залив, и преимущественно через Флоридский пролив, где они дают начало системе Гольфстрима. Расход этого течения составляет 30 млн. м^3·с$^{-1}$.

Скорость обновления придонных вод в последние годы послужила предметом многочисленных исследований. Измерения, произведенные Столкапом, Метколфом, Джонсоном и Старджесом в 1975 г., показали, что существует небольшой приток глубинных вод через порог Анегада (глубина 1815 м) с суммарным расходом 50—60 тыс. м^3·с$^{-1}$. Этим притоком



Карибское море.

Стрелками показаны основные поверхностные течения.

может объясняться наблюдаемое в Карибской котловине низкое содержание кислорода и высокое содержание кремния по сравнению с прилегающими районами Атлантического океана. Несколько более высокое содержание кислорода и более низкое — кремния в Юкатанской котловине позволяют предположить, что поступление вод через Наветренный порог (глубина 1560 м) может быть более интенсивным.

Холодные воды в этом районе располагаются на относительно небольшой глубине под очень теплыми поверхностными водами. Имеются проекты экономически оправданного способа получения электроэнергии, основанные на использовании этого резкого температурного контраста. См. *Атлантический океан, Мексиканский залив, Морская вода, Океанские течения.*

Уильям Дж. Метколф

Лит.: M. C. Stalcup, W. G. Metcalf, and R. Johnson, Deep Caribbean inflow through the Anegada-Jungfern Passage, *J. Mar. Res.*, vol. 33, suppl. 1975; E. M. Nairn and F. G. Stehli (eds.), *The Gulf of Mexico and the Caribbean*, Ocean Basins and Margins Series, vol. 3, 1975; K. Pringle, *Waters of the West*, Caribbean Series, 1976; W. Sturges, Mixing of renewal waters flowing into the Caribbean Sea, *J. Mar. Res.*, vol. 33, suppl., 1975.

Карта изотерм

Карта, на которой приведено распределение температуры воздуха в отдельных районах земного шара или на некоторых уровнях в атмосфере. В ряде случаев составляются карты температуры почвы или температуры морской поверхности. Линии, соединяющие на этой карте точки с одинаковыми значениями температуры, называются изотермами. На картах могут быть приведены значения температуры в конкретный момент времени или средние ее значения за сутки, месяц, сезон или год, а также значения максимальной и минимальной температуры за определенный промежуток времени.

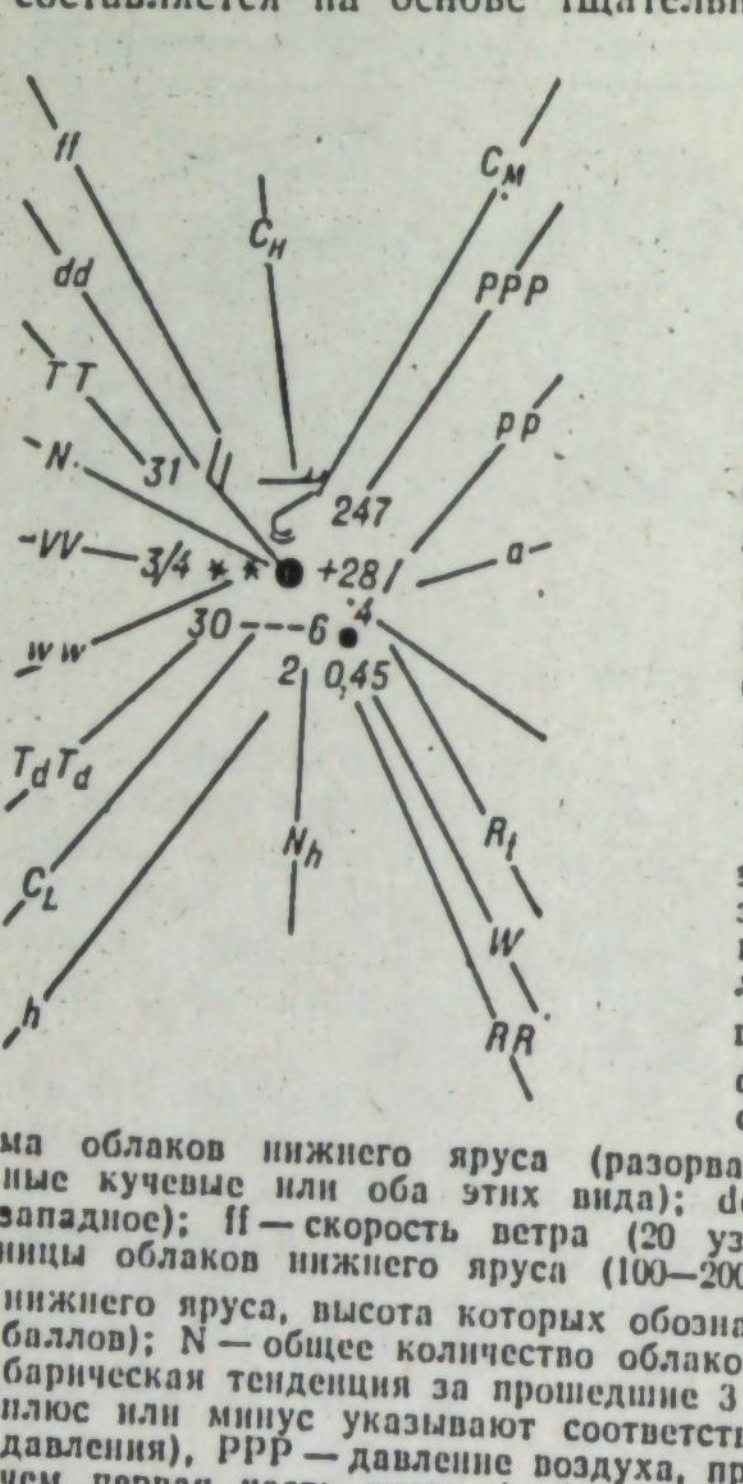
Кроме того, для отдельных континентов, полушарий и всего земного шара составляются карты средней месячной или средней годовой температуры воздуха, приведенной к уровню моря. В этом случае исключается эффект падения средней температуры воздуха с высотой (приблизительно 0,6 °C на 100 м). Составленные таким образом карты для уровня моря отражают изменение температуры с широтой, а также влияние континентов и океанов на распределение температуры, однако на них не проявляются эффекты, связанные с отдельными горами или горными районами. Первая карта изотерм для средних и низких широт северного полушария была построена в 1817 г. Гумбольдтом, который впервые использовал метод изоплет для построения не топографических карт, а географического распределения физической величины.

В настоящее время существуют различные виды такого рода карт, используемых для разных целей. В крупных прогностических метеорологических центрах ежедневно составляются карты изотерм; пятисуточные, двухнедельные и месячные карты регулярно используются для долгосрочного прогноза погоды; средние месячные и средние годовые карты составляются и публикуются многими национальными метеорологическими службами и приведены в книгах по климатологии, географии и сельскому хозяйству. См. *Инверсия температуры, Температура воздуха.*

Арнольд Курт

Карта погоды

Карта, на которой отображены основные черты атмосферной циркуляции и состояние погоды над обширной территорией земного шара в определенный момент времени. Карта погоды составляется на основе тщательно проанализированных данных наблюдений, производимых одновременно на всех метеорологических станциях, расположенных на данной территории. Такая карта дает представление о распределении и структуре барических систем, а несколько карт, относящихся к последовательным срокам наблюдений, позволяют судить о скорости перемещения и характере развития этих систем. На основе анализа карт погоды синоптик может построить прогностическую карту, на которой будет представлено ожидаемое к какому-либо установленному сроку распределение характерных особенностей атмосферной циркуляции.



Нанесение данных на карту в точке, соответствующей положению метеорологической станции на земной поверхности (в скобках приведен конкретный пример). При кодировании сообщений используются числа и символы, характеризующие значения метеорологических параметров и явления погоды. В результате количество информации, которое может быть представлено на карте, увеличивается.

a — вид барической тенденции за последние 3 ч (равномерный или неравномерный рост давления); C_H — форма облаков верхнего яруса (перистые); C_M — форма облаков среднего яруса (высоко-кучевые); C_L — форма облаков нижнего яруса (разорванные слоистые или разорванные кучевые или оба этих вида); dd — направление ветра (северо-западное); ff — скорость ветра (20 узлов); h — высота нижней границы облаков нижнего яруса (100—200 м); N_h — количество облаков нижнего яруса, высота которых обозначена через h (семь или восемь баллов); N — общее количество облаков (сплошная облачность); pp — барическая тенденция за прошедшие 3 ч в десятых долях гПа (знаки плюс или минус указывают соответственно на рост или уменьшение давления), PPP — давление воздуха, приведенное к уровню моря, причем первая часть числа (цифры 9 или 10) опускается (1024,7 гПа); R_t — время, когда начались или кончились осадки (начались 3—4 ч тому назад); RR — количество осадков (мм), выпавших за последние 6 ч; TT — температура воздуха (°F); T_dT_d — точка росы (°F); VV — дальность горизонтальной видимости (3—4 мили); ww — характер погоды в срок наблюдений (непрерывные осадки в виде редких снежных хлопьев); W — погода за предыдущие 6 ч (дождь).

На практике используются многие виды карт погоды, различающиеся по тому, какие метеорологические элементы на них представлены и к каким высотам над поверхностью Земли они относятся. В крупных метеорологических центрах, как правило, составляется до 35 различных карт за один и тот же срок. К числу наиболее часто используемых синоптических карт относится приземная карта погоды, на которой отображены условия погоды, наблюдающиеся у поверхности Земли. Всю наносимую на карту метеорологическую информацию получают непосредственно из наблюдений, выполняемых на метеорологических станциях (см. рисунок). Что касается давления, наносимого на карты, то оно определяется путем приведения приземного давления к уровню моря с помощью барометрической формулы и везде, кроме океанов, является условной величиной. Через точки с одинаковым значением давления на карте можно провести непрерывные линии, которые называются изобарами. Проведение изобар является важным этапом построения карты и позволяет наглядно представить поле ветра и выявить структуру барических систем и положение фронтов и воздушных масс. См. *Воздушная масса, Фронт.*

Приземную карту погоды можно приближенно интерпретировать как сечение атмосферы вдоль земной поверхности, по крайней мере для океанических областей. Такую же процедуру можно использовать для построения высотных карт, которые в этом случае будут представлять собой карты распределения метеорологических элементов на каких-либо фиксированных уровнях над земной поверхностью. Однако чаще для описания метеорологических условий на высотах используются карты полей метеорологических элементов на той или иной изобарической поверхности. Обычно на такую карту наносятся полученные с помощью аэрологического зондирования значения высоты изобарической поверхности, температуры воздуха и какой-либо характеристики влажности, как правило, точки росы. Затем, чтобы получить топографию данной изобарической поверхности, проводят линии одинаковых высот (изогипсы). Поле изогипс, так же как и поле изобар, связано с полем ветра. Ветер направлен приблизительно вдоль изогипс так, что в северном полушарии области меньших высот остаются слева по направлению движения. При этом скорость ветра можно в первом приближении считать обратно пропорциональной синусу широты места и расстоянию между изогипсами, проведенными через одинаковые интервалы высот. Обычно на этих картах проводятся также изолинии температуры, или изотермы. Помимо карт погоды строятся также различного рода метеорологические графики и диаграммы, отражающие структуру атмосферы. К их числу относятся вертикальные разрезы атмосферы и аэрологические диаграммы, аналогичные термодинамическим диаграммам, используемым в теплотехнике.

Анализ карт погоды. Этот раздел синоптической метеорологии возник после изобретения телеграфа, когда впервые появилась возможность быстрой передачи в центральное метеорологическое учреждение данных наблюдений по обширной территории. Вскоре после окончания первой мировой войны скандинавской школой метеорологов, возглавлявшейся Бьеркнесом, были разработаны методы анализа воздушных масс, послужившие новым толчком в развитии синоптического метода анализа погоды. В 1930-е годы, когда стало поступать достаточное количество аэрологических данных, начались систематические работы по составлению высотных карт.

В настоящее время подготовка карт погоды в крупных метеорологических центрах осуществляется следующим образом. Из центров сбора метеорологической информации по телетайпным линиям поступают закодированные значения метеорологических элементов у земной поверхности и на различных высотах. Для подготовки карты, охватывающей все северное полушарие, необходимо обработать данные около 850 наземных и 400 аэрологических станций. В большом массиве этих данных могут содержаться ошибки, возникающие в процессе наблюдений, кодирования и передачи информации. Кроме того, существуют обширные районы, в частности в тропических и полярных областях, откуда вообще не поступает данных, так как там нет метеорологических станций. Обнаружение и исправление ошибок, а также интерполяция данных наблюдений в промежуточные между станциями точки на карте требуют большого умения, которым должны обладать как те, кто наносят данные на карту, так и те, кто должны на основе этих данных получить согласованные поля метеорологических элементов, характеризующие состояние атмосферы. После того как исправленные данные нанесены на карту, синоптик выделяет на ней различные синоптические объекты, например фронты и воздушные массы, и проводит изобары. При этом он должен исходить из основных физических принципов непрерывного развития атмосферных процессов в пространстве и во времени; иными словами, результаты его анализа должны быть согласованы между собой. Когда вся эта работа закончена, готовая карта поступает к синоптику, составляющему прогноз погоды.

При ежедневном анализе карт погоды, особенно для районов с крайне редкой сетью наземных метеорологических станций, используются телевизионные фотографии облачности, получаемые с помощью метеорологических спутников. Начиная с 1969 г. со спутников, оборудованных инфракрасными спектрометрами (таких, как спутники, «Нимбус-3» и «Нимбус-4», запущенные на орбиту в 1969—1970 гг.), передаются данные о термической структуре атмосферы над значительной частью земного шара. Эти сведения используются в численном анализе метеорологических полей в качестве дополнительной информации к данным, полученным с помощью наземных систем наблюдений. В 1970 г. такая работа выполнялась в оперативных условиях для северного полушария и в опытном порядке — для южного. См. *Метеорологические спутники.*

Автоматизированный анализ карт погоды. С началом использования в метеорологической практике в 1951 г. быстродействующих электронных вычислительных машин стало ясно, что описанные выше процедуры сбора и обработки метеорологической информации, выполнявшиеся ранее вручную, могут быть значительно ускорены для того, чтобы они соответствовали уровню развития численного прогноза погоды и обеспечивали обработку огромного количества данных, поступающих из всех районов земного шара. В ряде стран в 1953 г. были начаты эксперименты по численному анализу карт погоды и в 1957 г. объединенная группа численного прогноза погоды в Сьюитлэнде, штат Мэриленд (ныне Национальный метеорологический центр), начала составление в оперативном порядке карт погоды, подготовленных с помощью вычислительных машин.

Цели и конечные результаты автоматизированного анализа карт погоды остаются прежними. После того как расчеты на ЭВМ завершены, их результаты заносятся на магнитные ленты, а затем выдаются в различных удобных для обозрения формах, например в виде карты, выполненной с использованием широкоформатного алфавитно-цифрового печатающего устройства, и в виде карт, расчерченных с помощью автоматических графопостроителей, или фотографий, сделанных с изображения карты, выведенного на экран телевизионной трубки. См. *Метеорология, Прогноз погоды.*

Филип Ф. Клэп

Климатический прогноз

Оценка вероятности того, что в пределах определенного интервала времени будут осуществляться некоторые заданные климатические условия. Такие оценки могут базироваться на одном из двух противоречащих друг другу постулатов. Один из них предполагает, что не существует значительных вековых трендов или циклических изменений (за пределами годового хода). На этом утверждении основаны оценки климатических параметров, необходимых для решения многих практических задач, например оценки ожидаемой интенсивности осадков. По существу, задача состоит в определении статистического распределения (гауссовского, пуассоновского и т. п.) переменной и в оценке вероятности *p* в предположении о неизменности этого распределения со временем. Если же постулируется наличие тренда или циклических изменений, то величину *p* следует изменить путем введения линейных или нелинейных членов, если только не предполагается, что изменится сам вид статистического распределения. В последнем случае необходимо заново вывести совершенно иные соотношения. См. *Климатология, Прогноз погоды.*

Давид И. Блюменсток

Климатология

Раздел метеорологии, задачей которого является изучение климата, т. е. статистического режима состояния атмосферы и его колебаний как в пространстве, так и во времени, проявляющихся в совокупности погодных условий за многолетний период. Климатология занимается не только описанием климата, но и исследованием его физических основ, а также многочисленными практическими приложениями знаний о климате и его изменениях. Таким образом, климатология связана с множеством других наук, включая астрономию Солнечной системы, океанографию, географию, геологию и геофизику, биологию и медицину, сельскохозяйственные и инженерные науки, экономику, социально-политические науки и математическую статистику. См. *Воздействие на климат, Изменение климата.*

Подобно метеорологии, климатологию в свою очередь можно подразделить на несколько разделов, основываясь на иерархии географических масштабов климатических явлений и физических процессов, определяющих закономерности этих явлений. Изучение климатических режимов и погодных явлений наибольшего (планетарного) масштаба является задачей макроклиматологии; региональная климатология исследует процессы масштаба континентов и обширных регионов; климатическими закономерностями масштаба отдельных географических образований, таких, как гора, озеро или город, занимается мезоклиматология; и наконец, задача микроклиматологии — изучение процессов наименьшего масштаба, относящихся, например, к жилому району. Учитывая, что существуют теоретические, описательные и прикладные аспекты климатологии, можно также выделить следующие разделы: физическая и динамическая климатология, изучающие физические законы, определяющие климат; описательная и синоптическая климатология, занимающиеся пространственным анализом климатических норм и аномалий; прикладная климатология, задачей которой является практическое использование климатологических данных при инженерном проектировании, при разработке стратегии и планировании тех или иных крупных мероприятий. Другими важными разделами климатологии являются климатография, занимающаяся подробным документированием климата с помощью сводок данных, карт и атласов, а также статистическая климатология, в задачу которой входят главным образом необходимые для решения задач прикладной климатологии оценки вероятности возникновения экстремальных условий и распределений вероятности тех или иных значений климатических переменных (включая совместные распределения).

Климатообразующие факторы и их глобальное распределение. Такие характеристики климата Земли, как его географическое распределение и годовой ход метеоэлементов, определяются прежде всего распределением лучистой солнечной энергии, поглощаемой подстилающей поверхностью и атмосферой. Это распределение зависит частично от астрономических факторов, а частично от земных факторов, таких, как состав атмосферы, распределение континентов и океанов и физико-географическая природа земной поверхности. При среднем расстоянии между Землей и Солнцем количество солнечной энергии, поступающее на перпендикулярную солнечным лучам площадку, расположенную на внешней границе атмосферы, составляет приблизительно 1367 $Вт \cdot м^{-2}$. Эта величина, известная как солнечная постоянная, была измерена с точностью до 1 %. Считается, что она изменяется от года к году не более чем на доли процента. Количество радиации, поступающей на единицу площади земной поверхности (наклонной или горизонтальной), называется инсоляцией; оно различно для разных участков поверхности. Причиной локальных изменений интенсивности инсоляции в течение суток является вращение Земли. Кроме того, форма Земли, наклон земной оси и изменение расстояния от Земли до Солнца обусловливают изменения количества поступающей солнечной радиации с широтой и ее годовой ход. См. *Инсоляция.*

Тепловой баланс Земли. Перераспределение солнечной энергии после того, как она поступает в атмосферу, представляет собой сложный процесс и зависит от высоты солнца, а также от свойств атмосферы и подстилающей поверхности. На рис. 1 рассматриваются компоненты теплового баланса, осредненные за год по всей Земле. Введение термина «тепловой баланс» связано с тем, что, поскольку больших изменений средней температуры атмосферы от года к году не наблюдается, притоки тепла к подстилающей поверхности и к атмосфере должны уравновешиваться потерями тепла. В среднем за год для всей планеты лишь около половины солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы, достигает земной поверхности. Из этого количества свыше 90 % поглощается поверхностью и затем расходуется примерно в равных долях на нагревание поверхности и на испарение воды преимущественно с океанов. Около 28 % поступающей солнечной энергии возвращается в межпланетное пространство главным образом путем обратного рассеяния облаками; это соответствует планетарному альбедо. Оставшаяся часть солнечной энергии (25 %) поглощается на своем пути в атмосфере водяным паром, озоном, аэрозолями, облаками и туманами. Это обеспечивает непосредственный приток тепла к атмосфере.

Большое количество тепла поступает в атмосферу косвенным образом — от подстилающей поверхности. Около половины этого тепла обусловлено эффективным инфракрасным (тепловым) излучением подстилающей поверхности, т. е. разностью между восходящим потоком длинноволнового излучения поверхности Земли и нисходящим потоком излучения облаков, водяного пара и углекислого газа. Другая половина поступающего тепла связана главным образом с затратами тепла на испарение воды с поверхности океанов с последующим выделением теплоты конденсации при образовании облаков и осадков. Наконец, тепловой баланс на верхней границе атмосферы замыкается благодаря уходящему длинноволновому излучению, составляющему 72 % приходящей солнечной энергии. Уходящая радиация почти полностью обусловлена излучением водяного пара, углекислого газа и верхней границы облаков. Лишь менее 10 % уходящей радиации связано с длинноволновым излучением подстилающей поверхности, так как атмосфера почти непрозрачна для длинноволнового излучения за исключением сравнительно узких полос длин волн (главным образом между 8 и 12 мкм). См. *Земное излучение.*

Тот факт, что атмосфера поглощает бóльшую часть теплового излучения подстилающей поверхности, которое в случае прозрачной атмосферы терялось бы в мировом пространстве, имеет весьма существенное значение для формирования климата: температура подстилающей поверхности оказывается выше, чем при отсутствии этого эффекта. Это нагревание (парниковый эффект) обусловлено прежде всего наличием водяного пара и углекислого газа в воздухе и поэтому меняется с широтой, временем года и вообще зависит от атмосферных

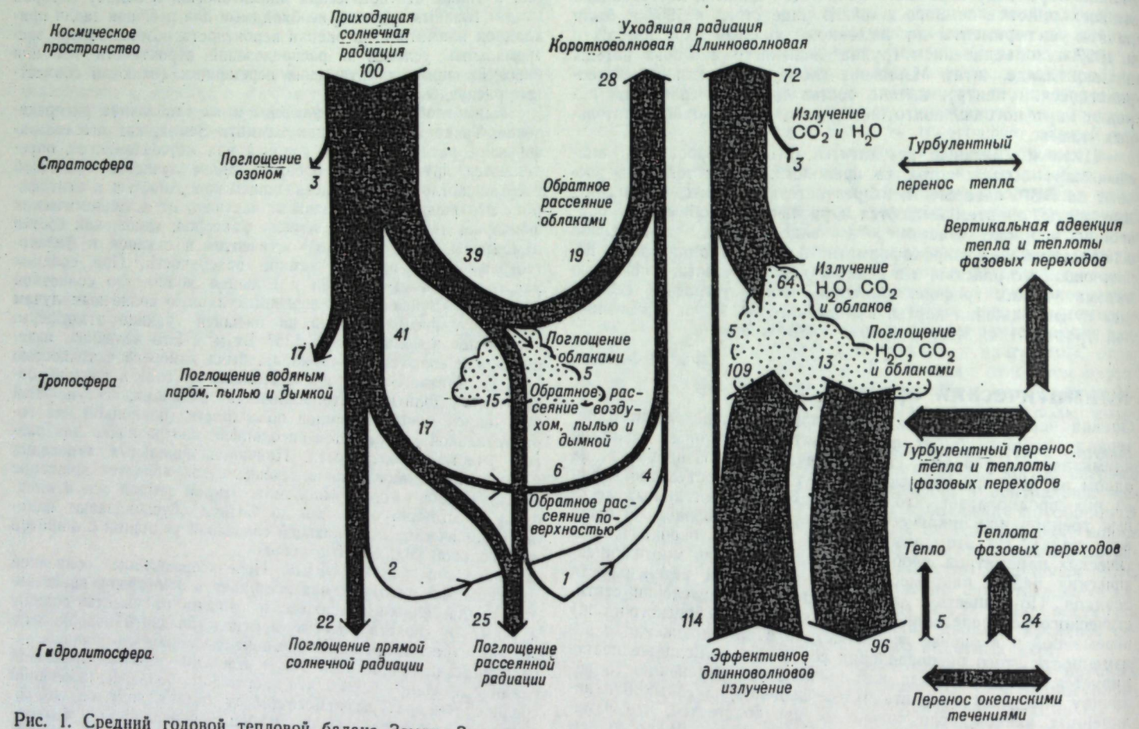


Рис. 1. Средний годовой тепловой баланс Земли. Значения основных компонентов (потоков тепла) даны в процентах потока солнечной радиации, приходящего к верхней границе атмосферы. (*Данные основаны главным образом на оценках М. И. Будыко и К. Я. Кондратьева для северного полушария, из R. M. Rotty and J. M. Mitchell, Jr., in Symposium Series Volume on Air Pollution Control and Clean Energy, American Institute of Chemical Engineers, 1975*)

условий. См. *Парниковый эффект*.

Роль атмосферной циркуляции. В районах интенсивного поступления солнечной радиации (в первую очередь в тропиках) радиационный баланс является положительным, а в районах, где приход солнечной радиации сравнительно мал (главным образом в полярных),— отрицательным (рис. 2 и 3). Это приводит к различию в нагревании и охлаждении атмосферы, обусловливающему в свою очередь формирование крупномасштабной циркуляции воздуха, посредством которой происходит перенос тепла и влаги из районов их избытка к районам их недостатка (расположенных преимущественно в более высоких широтах). Таким образом, глобальные воздушные течения (в совокупности с океанскими течениями) существенно влияют на формирование глобального климата, который в противном случае определялся бы лишь астрономическими факторами. С присущей этим воздушным течениям нестационарностью связана хорошо известная изменчивость погоды, статистические свойства которой являются еще одной важной характеристикой климата. Более подробно о картине общей циркуляции атмосферы и соответствующем распределении градиентов атмосферного давления и скорости ветра у земной поверхности см. *Общая циркуляция атмосферы*.

Тепловое влияние суши и океана. Климатическое значение распределения суши и океанов определяется различиями в нагревании и охлаждении этих двух основных видов подстилающей поверхности. За исключением районов со снежным покровом и внутренних водоемов, суша нагревается до более высоких температур, чем океан, днем (в суточном ходе) и летом (в годовом ходе). Соответственно ночью и в течение зимы суша охлаждается до более низких температур, чем океан. В результате амплитуды как суточного, так и годового хода температуры воздуха над сушей больше, чем над морем. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Влияние океана на погоду и климат*.

На рис. 4 показано распределение суши и океана по 5-градусным широтным зонам. Насколько существенно влияние этого распределения, становится ясно, если рассмотреть распределения средней зональной температуры в поясе 70° с. ш.— 70° ю. ш. в январе и июле (см. рис. 4). Можно видеть, например, что в январе температура на 50° с. ш., где суша занимает более половины широтного круга, составляет —7 °С; вместе с тем на 50° ю. ш., где практически нет суши, температура в соответствующем месяце— июле — равна 3 °С.

Распределение суши и моря и распределение радиации представляют собой два из трех факторов, которые оказывают основное влияние на общий характер распределения температуры. Третий фактор — циркуляция атмосферы и океанов. В среднем в результате циркуляции тепловая энергия переносится от более низких широт к более высоким. Причем 65 % этой энергии приходится на атмосферную циркуляцию, которая переносит тепло как в явном виде, так и в форме теплоты фазовых переходов (т. е. в виде водяного пара, при конденсации которого атмосфера получает тепло). В районах отрицательного радиационного баланса в высоких широтах (см. рис. 2 и 3) потери тепла в значительной степени пополняются за счет выделения теплоты фазовых переходов. Остальные 35 % тепловой энергии переносятся за счет циркуляции вод океана, при которой теплая вода движется к полюсам вдоль западных берегов океанов, а холодная — к экватору вдоль восточных берегов. Влияние этой циркуляции находит наиболее отчетливое отражение на картах средней температуры для января и июля (рис. 5 и 6), например, в виде направленного к северу гребня тепла в районе Исландии, Шпицбергена и Норвегии. Другими существенными особенностями распределений температуры, приведенных на рисунке, являются расположение полюсов холода внутри крупных континентальных массивов и смещение наиболее теплой зоны к северу от

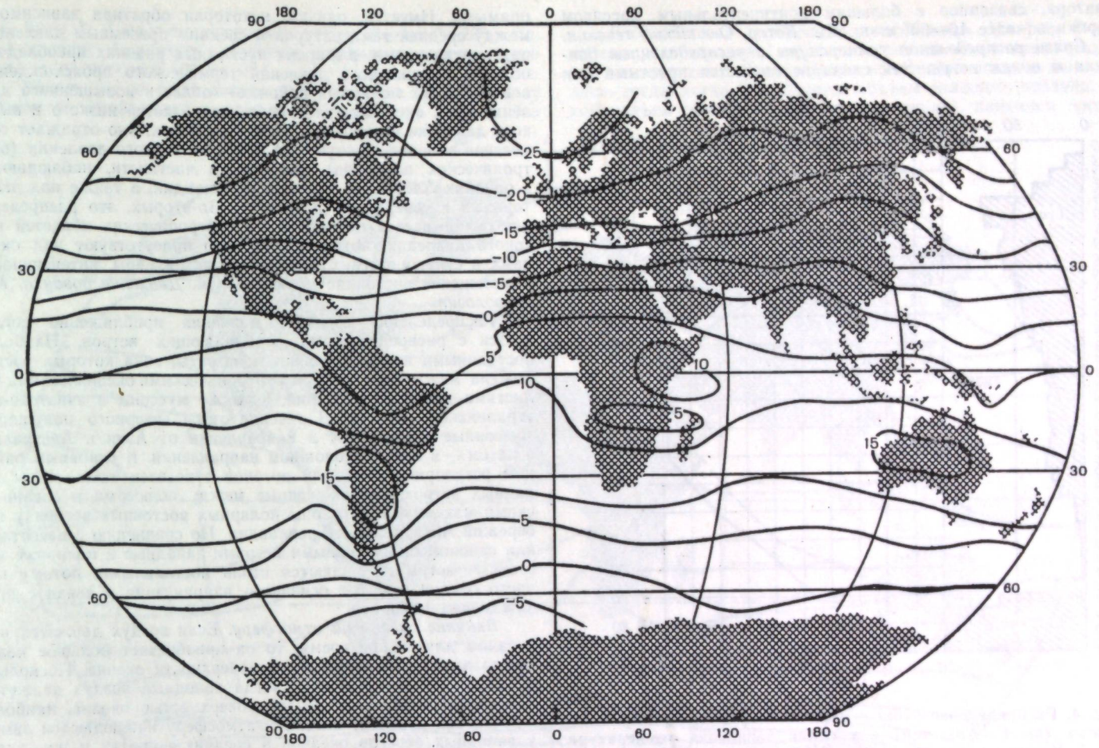


Рис. 2. Глобальное распределение радиационного баланса (ккал·см$^{-2}$·мес$^{-1}$) системы Земля—атмосфера в январе. (*По G. C. Simpson; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago*)

1 кал · см$^{-2}$ · мин$^{-1}$=697,3 Вт · м$^{-2}$

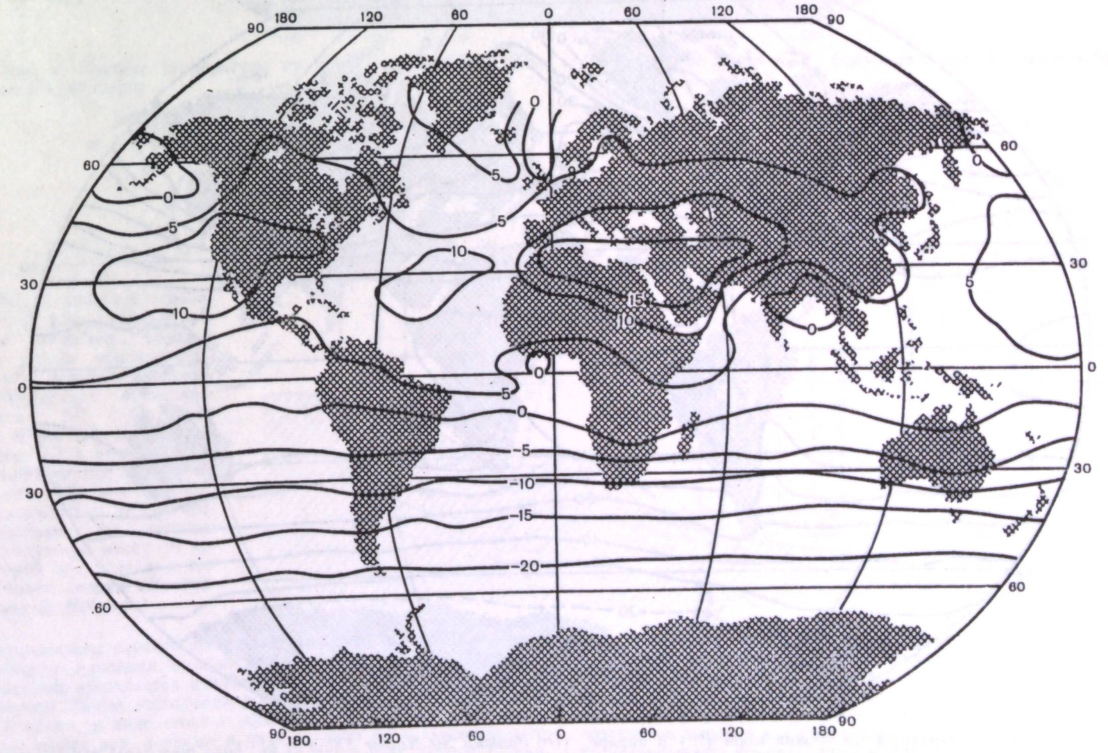


Рис. 3. Глобальное распределение радиационного баланса системы Земля—атмосфера в июле. (*По G. C. Simpson; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago*)

Тот факт, что атмосфера поглощает бóльшую часть теплового излучения подстилающей поверхности, которое в случае прозрачной атмосферы терялось бы в мировом пространстве, имеет весьма существенное значение для формирования климата: температура подстилающей поверхности оказывается выше, чем при отсутствии этого эффекта. Это нагревание (парниковый эффект) обусловлено прежде всего наличием водяного пара и углекислого газа в воздухе и поэтому меняется с широтой, временем года и вообще зависит от атмосферных

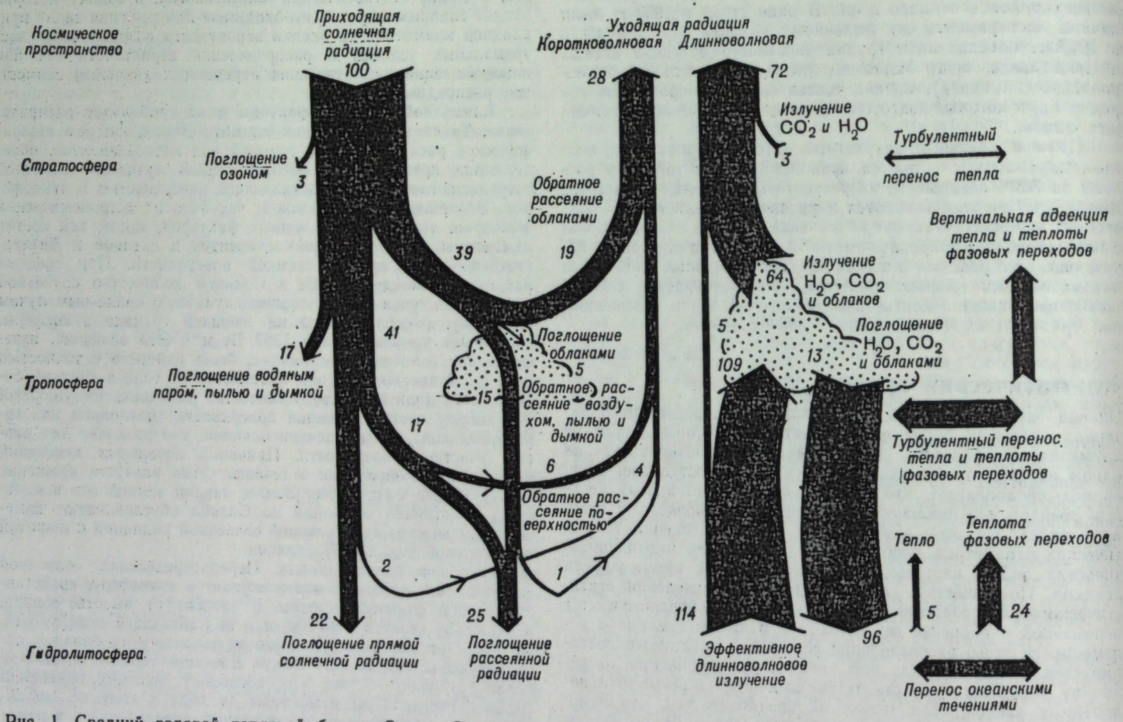


Рис. 1. Средний годовой тепловой баланс Земли. Значения основных компонентов (потоков тепла) даны в процентах потока солнечной радиации, приходящего к верхней границе атмосферы. *(Данные основаны главным образом на оценках М. И. Будыко и К. Я. Кондратьева для северного полушария, из R. M. Rotty and J. M. Mitchell, Jr., in Symposium Series Volume on Air Pollution Control and Clean Energy, American Institute of Chemical Engineers, 1975)*

условий. См. *Парниковый эффект*.

Роль атмосферной циркуляции. В районах интенсивного поступления солнечной радиации (в первую очередь в тропиках) радиационный баланс является положительным, а в районах, где приход солнечной радиации сравнительно мал (главным образом в полярных),— отрицательным (рис. 2 и 3). Это приводит к различию в нагревании и охлаждении атмосферы, обусловливающему в свою очередь формирование крупномасштабной циркуляции воздуха, посредством которой происходит перенос тепла и влаги из районов их избытка к районам их недостатка (расположенных преимущественно в более высоких широтах). Таким образом, глобальные воздушные течения (в совокупности с океанскими течениями) существенно влияют на формирование глобального климата, который в противном случае определялся бы лишь астрономическими факторами. С присущей этим воздушным течениям нестационарностью связана хорошо известная изменчивость погоды, статистические свойства которой являются еще одной важной характеристикой климата. Более подробно о картине общей циркуляции атмосферы и соответствующем распределении градиентов атмосферного давления и скорости ветра у земной поверхности см. *Общая циркуляция атмосферы*.

Тепловое влияние суши и океана. Климатическое значение распределения суши и океанов определяется различиями в нагревании и охлаждении этих двух основных видов подстилающей поверхности. За исключением районов со снежным покровом и внутренних водоемов, суша нагревается до более высоких температур, чем океан, днем (в суточном ходе) и летом (в годовом ходе). Соответственно ночью и в течение зимы суша охлаждается до более низких температур, чем океан. В результате амплитуды как суточного, так и годового хода температуры воздуха над сушей больше, чем над морем. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Влияние океана на погоду и климат*.

На рис. 4 показано распределение суши и океана по 5-градусным широтным зонам. Насколько существенно влияние этого распределения, становится ясно, если рассмотреть распределения средней зональной температуры в поясе 70° с. ш.— 70° ю. ш. в январе и июле (см. рис. 4). Можно видеть, например, что в январе температура на 50° с. ш., где суша занимает более половины широтного круга, составляет —7 °С; вместе с тем на 50° ю. ш., где практически нет суши, температура в соответствующем месяце— июле — равна 3 °С.

Распределение суши и моря и распределение радиации представляют собой два из трех факторов, которые оказывают основное влияние на общий характер распределения температуры. Третий фактор — циркуляция атмосферы и океанов. В среднем в результате циркуляции тепловая энергия переносится от более низких широт к более высоким. Причем 65 % этой энергии приходится на атмосферную циркуляцию, которая переносит тепло как в явном виде, так и в форме теплоты фазовых переходов (т. е. в виде водяного пара, при конденсации которого атмосфера получает тепло). В районах отрицательного радиационного баланса в высоких широтах (см. рис. 2 и 3) потери тепла в значительной степени пополняются за счет выделения теплоты фазовых переходов. Остальные 35 % тепловой энергии переносятся за счет циркуляции вод океана, при которой теплая вода движется к полюсам вдоль западных берегов океанов, а холодная — к экватору вдоль восточных берегов. Влияние этой циркуляции находит наиболее отчетливое отражение на картах средней температуры для января и июля (рис. 5 и 6), например, в виде направленного к северу гребня тепла в районе Исландии, Шпицбергена и Норвегии. Другими существенными особенностями распределений температуры, приведенных на рисунке, являются расположение полюсов холода внутри крупных континентальных массивов и смещение наиболее теплой зоны к северу от

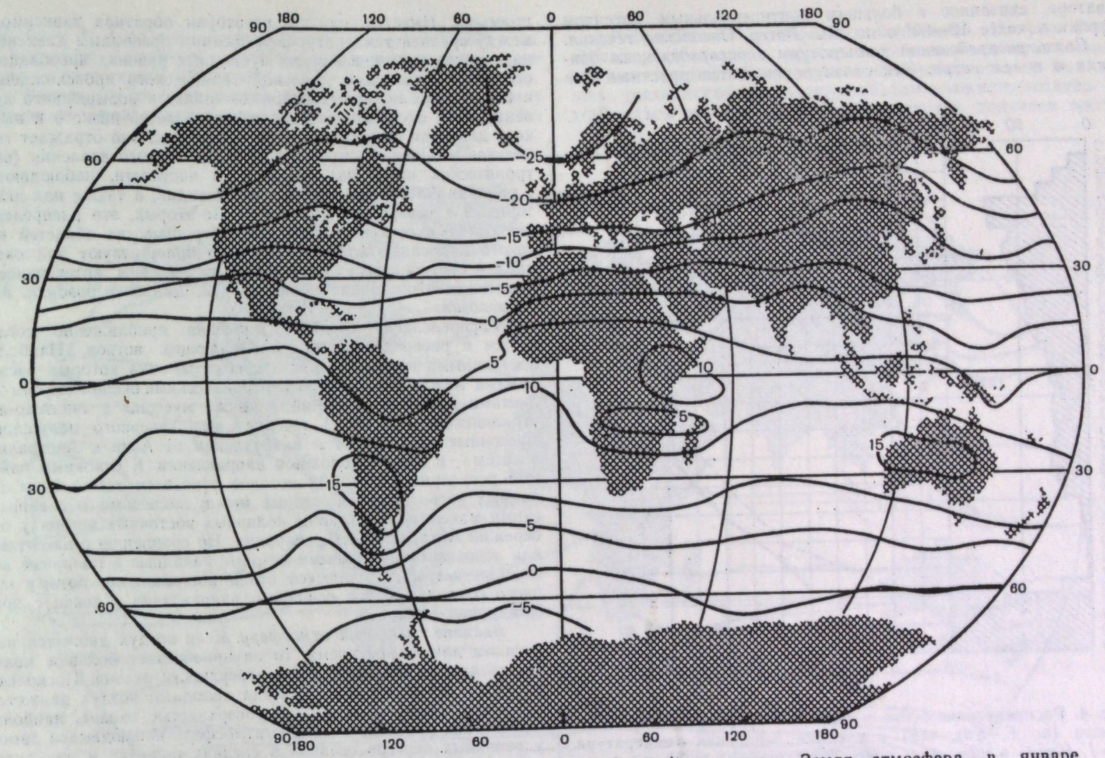


Рис. 2. Глобальное распределение радиационного баланса (ккал·см$^{-2}$·мес$^{-1}$) системы Земля—атмосфера в январе. *(По G. C. Simpson; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago)*

1 кал · см$^{-2}$ · мин$^{-1}$=697,3 Вт · м$^{-2}$

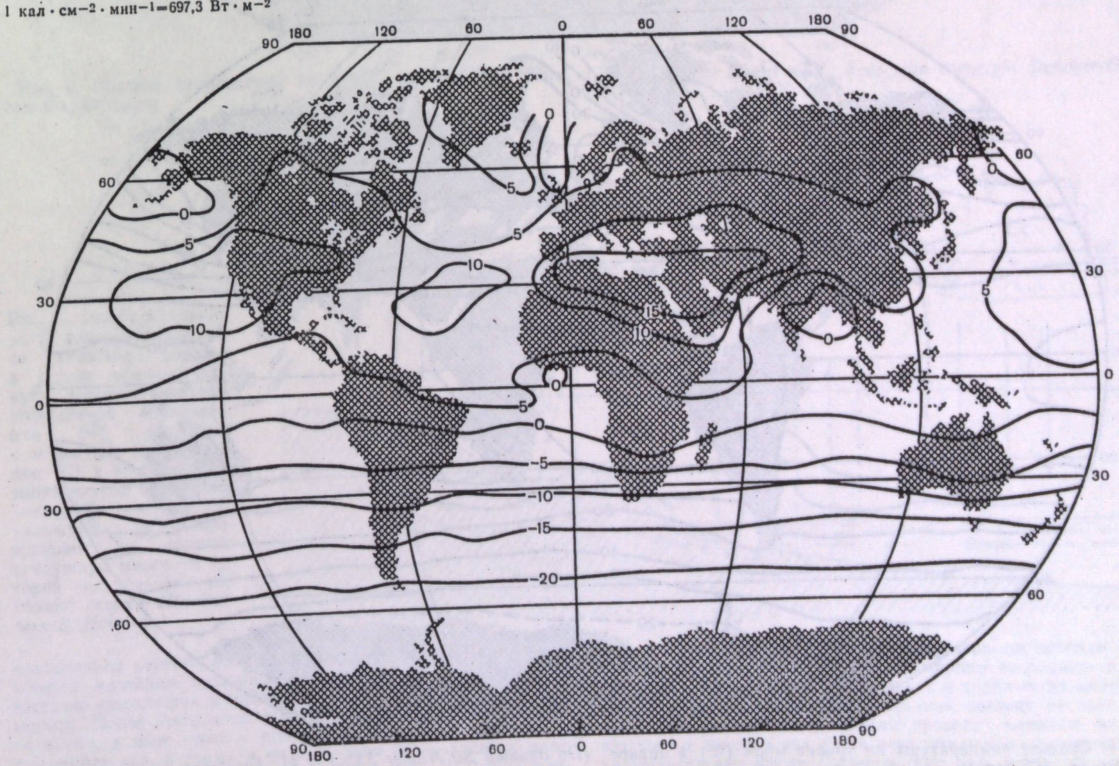


Рис. 3. Глобальное распределение радиационного баланса системы Земля—атмосфера в июле. *(По G. C. Simpson; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago)*

экватора, связанное с большим континентальным массивом Африки в поясе 10—30° с. ш. См. *Ветер, Океанские течения.*

Связь распределения температуры с распределением давления и полем ветра. Эти связи не являются простыми или прямыми. Имеется, однако, некоторая обратная зависимость между средней температурой и средним приземным давлением над континентами: в жарких пустынных районах преобладают области пониженного давления термического происхождения, а в холодных полярных районах — области повышенного давления. Над океанами распределение областей низкого и высокого давления совершенно иное. Во-первых, оно отражает совместное влияние движущихся областей низкого давления (внетропических циклонов), которые, в частности, наблюдаются в районах Алеутских островов и Исландии, а также над акваториями к северу от Антарктики. Во-вторых, это распределение складывается под влиянием субтропических областей высокого давления, которые постоянно присутствуют над океанами в субтропических зонах, хотя их размеры, интенсивность и положение постоянно меняются. См. *Давление воздуха, Метеорология.*

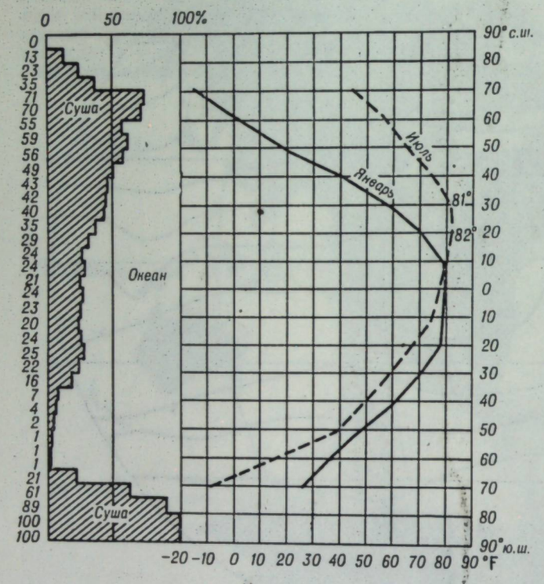


Рис. 4. Распределение суши и моря по 5-градусным широтным поясам (*по E. Kossinna*) и средняя зональная температура (*по J. Hann*) в широтном поясе 70° с. ш.— 70° ю. ш. в январе и июле.

Распределение среднего давления приближенно согласуется с распределением преобладающих ветров. Наиболее постоянными ветрами являются пассаты, зона которых расположена между экватором и субтропическими океаническими областями высокого давления, а также муссоны в азиатско-австралийском регионе. В течение зимы северного полушария муссонные ветры дуют в направлении от Азии к Австралии, а летом — в противоположном направлении. К основным районам регулярных ветровых потоков относятся также зоны западных ветров, расположенные между полюсами и океаническими максимумами и зоны полярных восточных ветров у побережий Антарктики и Гренландии. По сравнению с пассатами или основными муссонными ветрами западные и полярные восточные ветры не являются столь постоянными, потому что часто отклоняются от основного направления в связи с прохождением циклонов.

Влияние океана на атмосферу. Если воздух движется над океаном длительное время, то он приобретает большое количество влаги, испаряющейся с поверхности океана. Поскольку испарение наиболее велико, когда холодный воздух движется над значительно более теплой поверхностью океана, наибольшие потоки влаги от океана в атмосферу наблюдаются зимой у западных берегов океанов в средних широтах и над акваторией вблизи Антарктиды. Например, на 35° с. ш. в Западной Атлантике затраты тепла на испарение составляют около

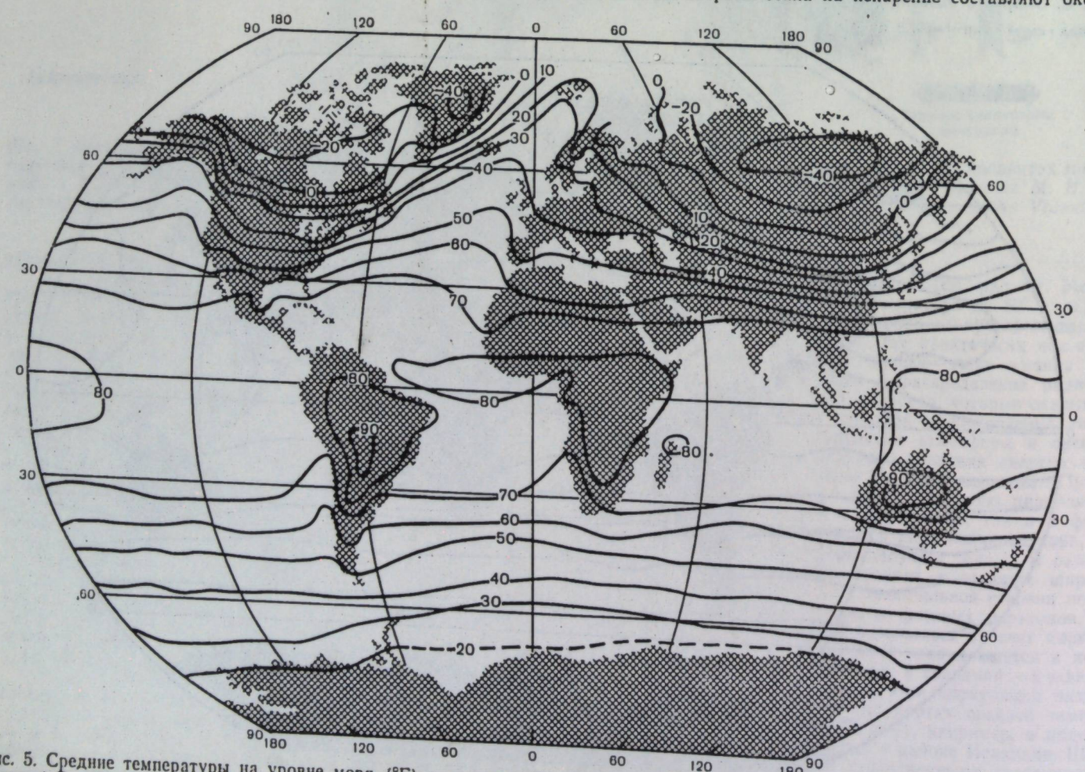


Рис. 5. Средние температуры на уровне моря (°F) в январе. (*По данным Sir Napier Shaw et al.; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago*)

290 Вт·м$^{-2}$. В противоположность этому в зоне 0—20° с. ш. в Восточной Атлантике указанная величина в течение всего года не превосходит 100 Вт·м$^{-2}$.

Каковы бы ни были детали этого процесса, океаны всюду вносят большой вклад в увеличение влажности воздуха (за исключением случаев наличия ледяного покрова). Влага переносится морскими воздушными массами на сушу, где она частично осаждается в виде дождя, снега, града, росы и изморози. После этого вода возвращается к океанам речными потоками, в виде стока с прилегающей поверхности суши и подземных вод, а также в виде осадков из воздушных масс, увлажненных при их прохождении над сушей. На рис. 7 приведена схема глобального влагооборота. См. *Гидрология.*

Распределение осадков по континентам. На рис. 8 приведено распределение среднего годового количества осадков над континентами. Значительное количество осадков выпадает лишь тогда, когда наблюдается подъем влажного воздуха. Такой подъем обычно обусловлен конвекцией, влиянием орографии (вынужденный подъем воздуха вверх по склонам гор), а также конвергенцией, сопровождающейся восходящими движениями, особенно во внетропических и тропических циклонах. Следовательно, распределение осадков зависит от того, как часто над различными районами проходят влажные морские воздушные массы и как часто осуществляется подъем воздуха до значительных высот. Существенную роль играет также вертикальное распределение температуры и влажности в атмо-

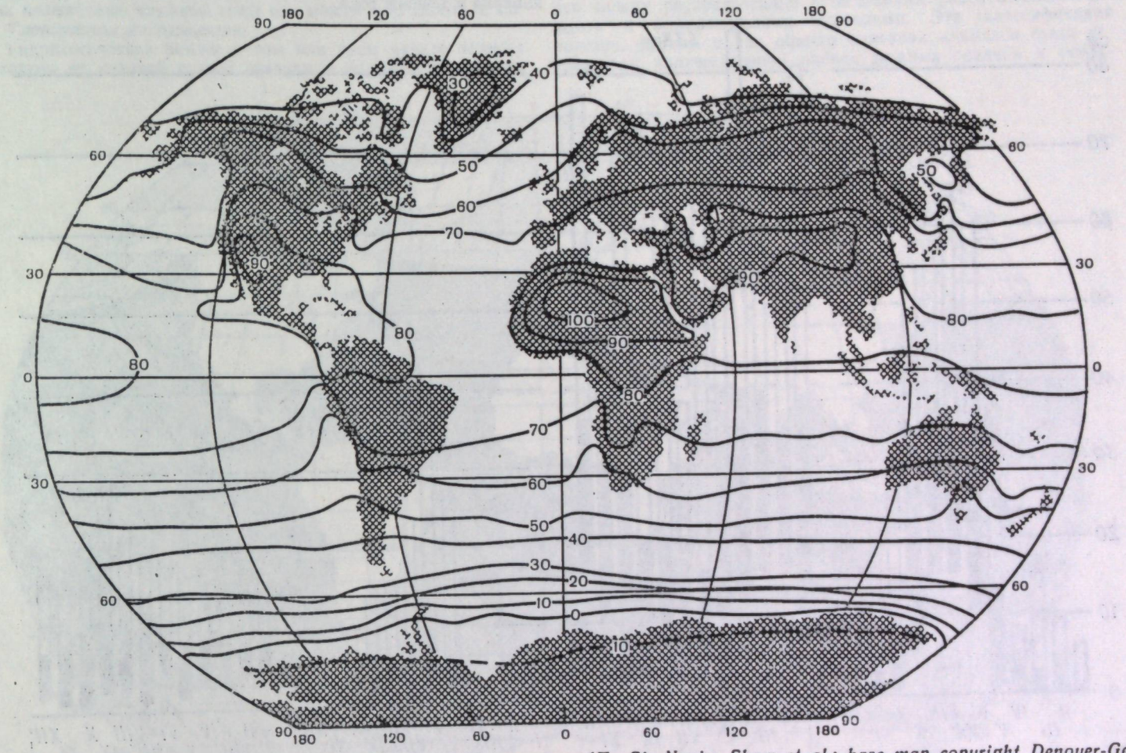


Рис. 6. Средние температуры на уровне моря (°F) в июле. (*По Sir Napier Shaw et al.; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago*)

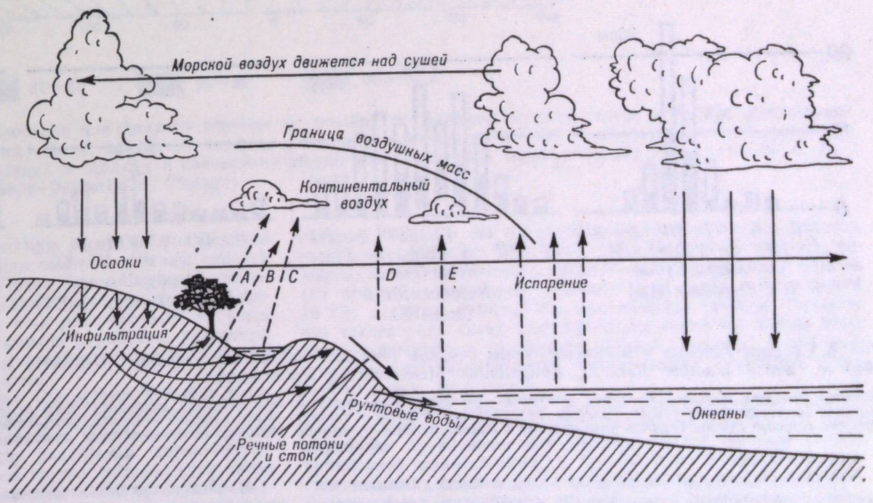


Рис. 7. Схема влагооборота: влага возвращается главным образом в сухую континентальную воздушную массу посредством транспирации (*A*), испарения с почвы (*B*), озер и прудов (*C*) и рек (*D*); континентальный воздух, перемещаясь над океаном, увлажняется (*E*) и превращается в морскую воздушную массу, из которой над океанами выпадают осадки. (*По данным B. Holzman*)

сфере, поскольку устойчивая стратификация препятствует вертикальным движениям, а влажнонеустойчивая способствует их развитию и, следовательно, конденсации водяного пара и выделению теплоты фазовых переходов, что в свою очередь способствует подъему воздуха до еще больших высот. См. *Континентальность.*

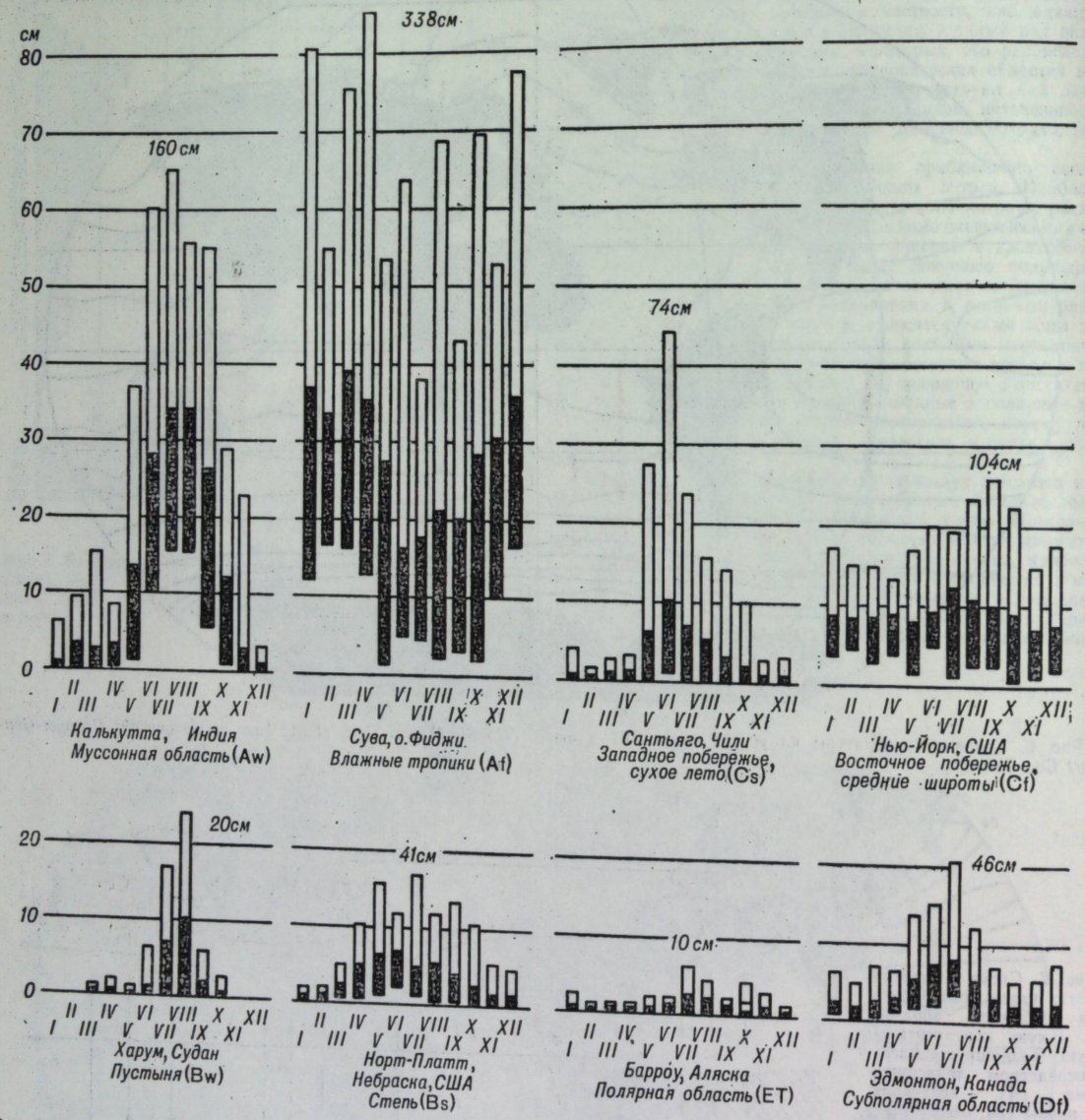


Рис. 8. Средние годовые и месячные суммы осадков (см) для избранных станций. (*Основано на данных за период 1921—1940 гг. World Weather Records, Smithsonian Miscellaneous Collections*)

Верхняя граница каждого столбика указывает экстремальное максимальное значение месячной суммы осадков, а нижняя граница — экстремальное минимальное значение. Граница, разделяющая темную и светлую части каждого столбика, соответствует среднему месячному значению; средние годовые суммы осадков указаны для каждого пункта; буквенное обозначение соответствует классификации климатов по Кёппену.

Годовые значения количества осадков весьма велики на западных побережьях континентов в умеренных и высоких широтах, в основных муссонных областях и в экваториальной зоне. На западных побережьях континентов большие годовые суммы осадков связаны с частыми прохождениями циклонов и с орографическим подъемом морского воздуха. Наиболее часто циклоны проходят в этих районах зимой, поэтому в это время выпадает и максимальное количество осадков. В муссонных районах, наоборот, наиболее сильные дожди отмечаются в течение лета, когда на континенты поступает влажнонеустойчивый воздух. Здесь, так же как во влажных экваториальных районах, механизм образования осадков связан с конвекцией, орографическим подъемом воздуха и конвергенцией в более мелких вихревых образованиях. Однако в экваториальных районах осадки выпадают более или менее равномерно в течение года.

Наиболее сухие области характеризуются редкими вторжениями влажного неустойчивого воздуха и сравнительно сластся пустыни западных побережий (например, Сахара), пустынные области, защищенные высокими горами от свежего морского воздуха (например, бассейн р. Тарим в Китае), и, наконец, полярные районы суши.

Что касается межгодовой изменчивости осадков, то абсолютная изменчивость максимальна в самых влажных частях муссонных и экваториальных областей. В таких районах годовые суммы осадков нередко изменяются в течение двадцатилетнего периода от минимума 150—200 см до максимума 5100—7600 см. Относительная межгодовая изменчивость осадков максимальна в наиболее сухих областях — в пустынях и в сухих полярных районах. Здесь минимальная годовая сумма осадков иногда составляет менее 5 см, в то время как в так называемые влажные годы она может превышать 40 см. См. *Тропическая метеорология.*

Гидрологический режим в том или ином пункте зависит не только от годовой суммы осадков и ее изменчивости, но также (и даже в большей степени) от распределения осадков в течение года. На рис. 8 показаны сезонные режимы осадков в восьми избранных пунктах. Приведены также экстремальные значения месячных сумм осадков по данным за двадцатилетний период. Общая форма этих распределений является репрезентативной для режима осадков в районах, указанных на рисунке. Типичной является также изменчивость, характеризуемая экстремальными значениями.

Климатическое районирование. Существует большое количество различных схем климатического районирования. Эти схемы можно разделить на две группы. Схемы первой группы основаны на взаимосвязи между различными характеристиками климата, а в схемах второй группы используются связи между распределением климатических характеристик и различными процессами, связанными с деятельностью человека и зависящими от климатических условий.

Примером схемы первой группы является климатическое районирование по радиационному режиму. Согласно такой схеме, выделяются районы, в которых месячный радиационный баланс всегда положителен (в среднем), всегда отрицателен, никогда не достигает больших положительных значений, никогда не достигает больших отрицательных значений и, наконец, изменяется в пределах от больших положительных до больших отрицательных значений.

В качестве примеров схемы второй группы можно привести классификацию основных климатических районов Земли по Кёппену и районирование, показанное на рис. 9. Классификация Кёппена предназначалась для выявления соответствия между распределением естественных растительных сообществ и климатическими условиями. Эта классификация полезна, однако, и для общего описания климатов суши посредством количественной оценки режима осадков и температуры. Кёппен и его последователи дважды пересматривали свою классификацию. Например, были разделены климаты холодных и горячих пустынь, выделены изотермические районы (со средней амплитудой годового хода температуры менее 16 °С), а также районы, где преобладают туманы. Понятно, что такого рода схему классификации климатов можно было бы модифицировать различным образом, отражая в ней пространственное распределение климатических условий с большей степенью детальности.

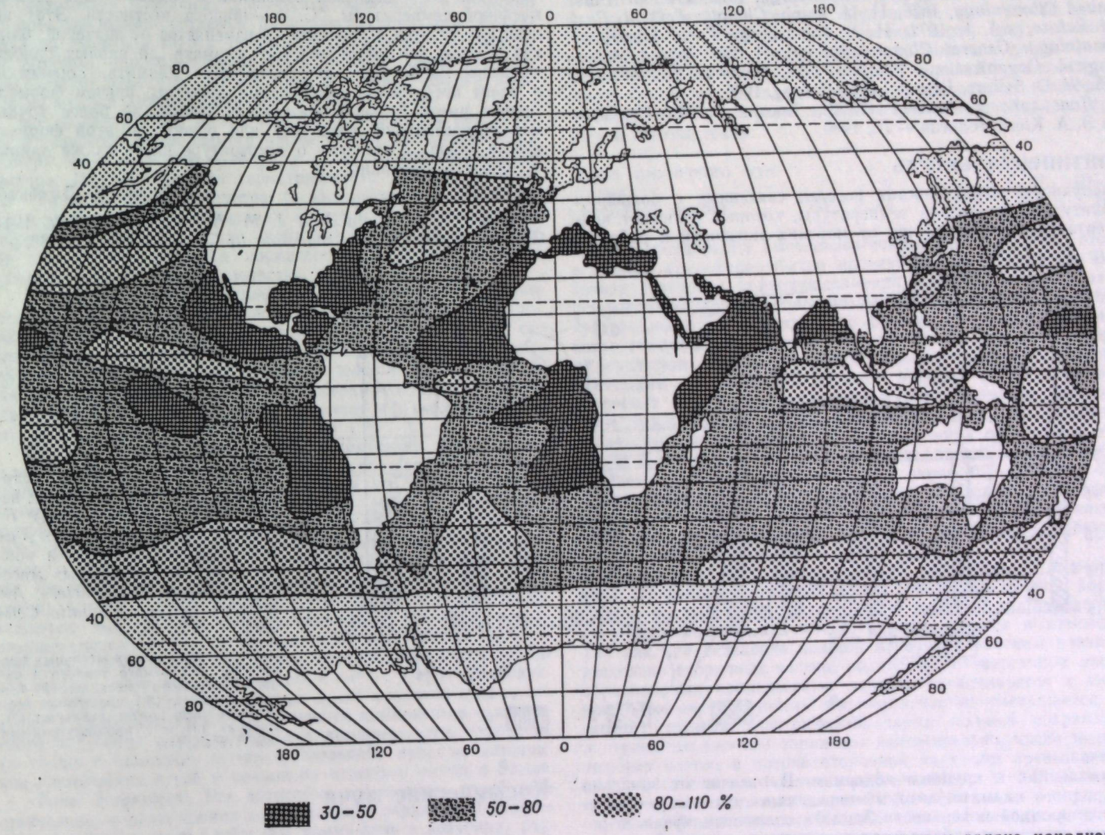


Рис. 9. Климатическое районирование для зимнего периода (с декабря по февраль) применительно к задаче пополнения запасов пресной воды для спасательных плотов на океанах в соответствии с оценками (%) того, насколько климатические условия удовлетворяют требованиям к осадкам и солнечному сиянию для применения опреснительных кубов. (*По W. C. Jacobs; base map copyright Denoyer-Geppert Co., Chicago*)

Совсем иной характер, нежели классификация Кёппена, носят схемы, пример которых приведен на рис. 9. Это районирование предложено для решения одной частной задачи прикладной климатологии, а именно задачи проектирования спасательных плотов для использования их на океанах. Районы были определены на основании рассмотрения главным образом повторяемостей различных значений осадков и продолжительности солнечного сияния. Последнее определяет эффективность применения переносных опреснительных кубов, источником энергии для которых является солнечная радиация. Прикладная климатология изобилует классификациями такого рода, каждая из которых предназначена для решения конкретного практического вопроса.

Желательно и полезно выделять также значительно меньшие климатические районы — не в глобальном масштабе, а для гораздо меньших площадей. Если такие районы определяются на суше, то весьма важно учитывать влияние орографии, особенно если рассматривается площадь не более нескольких квадратных километров.

Дж. Мюррей Митчел, мл.

Лит.: Метеорология и климатология/Под ред. И. А. Данилиной. Т. 2, 1977; H. Dickson, *Climate and Weather*, 1976; E. S. Gates, *Meteorology and Climatology*, 1972; J. F. Griffiths, *Applied Climatology*, 1976; H. H. Lamb, *Climate: Present, Past and Future*, vol. 1, 1972; H. E. Landsberg, *World Survey of Climatology: General Climatology*, vol. 1, 1977; World Meteorological Organization, *Physical and Dynamic Climatology*, 1975; W. D. Sellers, *Physical Climatology*, 1965.

Доп. лит.: Кобышева Н. В., Костин С. И., Струников Э. А. Климатология.— Л., 1980.

Континентальность

Совокупность характеристик погоды, связанных с большими амплитудами изменений температуры, которые отличают континентальные районы суши от морских акваторий и районов, примыкающих к крупным водоемам. В отличие от зонально однородного климата, который определялся бы только наклоном однородной поверхности Земли к солнечным лучам, в реальных условиях наблюдается ряд резких различий между климатами континентальных и океанских областей, особенно в средних широтах. В этих широтах, которые еще древние греки назвали умеренными, расположены как континентальные районы, в которых погодные и климатические условия наименее умеренны на всем земном шаре, так и приморские области, в которых эти условия действительно умеренные.

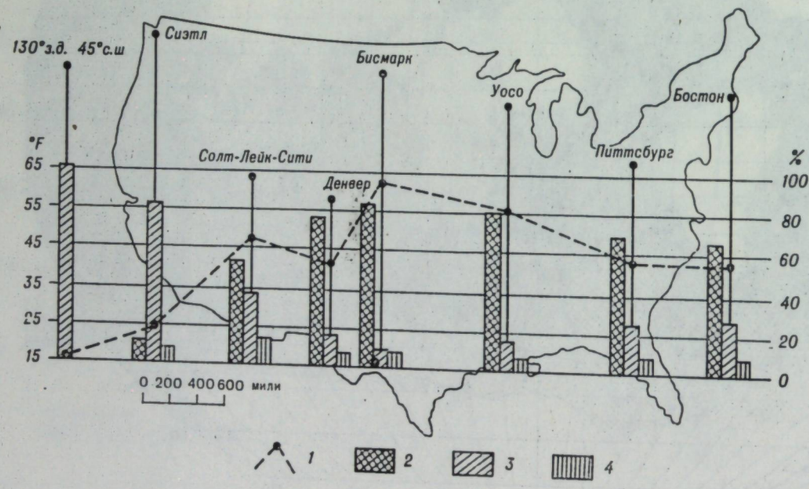
Объясняется это различием термических свойств воды и суши. Поверхность суши на континентах может сравнительно быстро нагреваться или охлаждаться, поскольку изменения температуры ограничены здесь тонким слоем почвы. Поступающее к поверхности почвы тепло частично расходуется на нагревание ее верхних слоев, температура которых летом достигается весьма высокой. Зимой, наоборот, эти слои сильно выхолаживаются вследствие потерь тепла в атмосферу и слабых притоков тепла из глубинных почвенных слоев. Поскольку температура самых нижних слоев воздуха следует за изменениями температуры подстилающей поверхности, она также обладает годовым и суточным ходом с большими амплитудами и небольшим запаздыванием по фазе по сравнению с годовым и суточным ходом инсоляции.

Поверхность же океанов нагревается и охлаждается гораздо медленнее главным образом потому, что теплообмен в воде распространяется до больших глубин, и частично потому, что теплоемкость воды намного больше теплоемкости суши. В результате этого верхние слои океана не подвержены такому сильному радиационному нагреву летом и охлаждению зимой, как поверхность суши. Отсюда следует, что для внутриконтинентальных районов умеренных и высоких широт характерны большие амплитуды годового и суточного хода температуры с жарким летом и холодной зимой, в то время как над океаном лето прохладное, а зима относительно мягкая (см. рисунок). См. *Влияние океана на погоду и климат*.

Поскольку возрастание амплитуды годового хода температуры является наиболее ярким проявлением влияния поверхности материков на климат, климатологи приняли диапазон изменений в годовом ходе температуры ΔT за меру континентальности. Наиболее часто применяется индекс континентальности, предложенный Юхансоном, $K = 1{,}6\,\Delta T/\sin\varphi - 14$, где ΔT — диапазон изменений в годовом ходе средней месячной температуры, °С, φ — широта местности. Этот индекс выражается в процентах и изменяется от значений, близких к нулю для чисто морского климата, до равных приблизительно 100 % для континентального климата. Горчинский и Брент предложили аналогичные формулы, причем формула Брента имеет больший физический смысл, но более трудна для использования, поскольку для оценок по этой формуле нужно наряду с данными о температуре иметь также данные о солнечной радиации.

Вудро К. Джейкобс

Лит.: B. Haurwitz and J. M. Austin, *Climatology*, 1944; G. T. Trewartha, *An Introduction to Climate*, 4th ed., 1968.



Зависимость амплитуды годового хода температуры над некоторыми пунктами США от степени континентальности и от повторяемости морских и континентальных воздушных масс. *(По данным Headquarters, Air Weather Service, Climatic Center)*

1 — разность средних месячных температур (°F) самого теплого и самого холодного месяцев; *2—4* — повторяемость (%) различных воздушных масс: континентальных (*2*), морских (*3*) и с промежуточными свойствами (*4*).

Космические лучи

Электроны и ядра атомов — в основном водорода,— прилетающие к Земле со всех направлений почти со скоростью света. Эти ядра, летящие с релятивистскими скоростями, часто называют первичными космическими лучами для того, чтобы отличить их от каскада вторичных частиц, образующихся при столкновении первичных частиц с ядрами молекул воздуха у верхней границы атмосферы Земли. Вторичные частицы проходят через атмосферу (причем их интенсивность непрерывно уменьшается), достигают земной поверхности и проникают в глубь Земли. Впервые внеземное происхождение этих частиц установил Хесс, наблюдавший возрастание их интенсивности с высотой.

Интерес к изучению космических лучей вызван различными причинами, например стремлением установить физический механизм возникновения столь энергичных ядер атомов. Кроме того, первичные космические лучи отклоняются межпланетным и геомагнитным полями, что позволяет определять свойства этих полей на больших расстояниях от Земли. Космические лучи давно уже служат дешевым источником высокоэнергичных частиц для исследований процессов ядерных взаимодействий и получения так называемых странных частиц. Первое отождествление таких частиц, как позитрон, мюон, π-мезон и некоторые из K-мезонов и гиперонов, было сделано в космических лучах, которые до сих пор являются источником частиц с энергией 400 ГэВ и более. Большое время жизни неустойчивых мюонов, образуемых первичными космическими лучами у верхней границы атмосферы, свидетельствует о замедлении времени, вытекающем из специальной теории относительности.

Наблюдения космических лучей. Космические лучи обычно наблюдают с помощью инструментов, классифицирующих каждую приходящую частицу по ее типу, энергии, а в некоторых случаях по времени и направлению ее прихода. Как правило, энергия космических лучей измеряется в электронвольтах (эВ). Электронвольт — это единица энергии, равной энергии, которую приобретает частица, обладающая зарядом, равным заряду электрона, проходя разность потенциала 1 В (1 эВ$\approx$1,6·10^{-19} Дж). Энергию атомных ядер обычно выражают в электронвольтах на нуклон, так как относительные количества различных химических элементов в функции от этой переменной остаются примерно постоянными. Действительно, только в 1970 г. появились достаточно чувствительные приборы, способные обнаружить незначительные отклонения. Следует отметить, что два ядра с одной и той же энергией на нуклон имеют одинаковые скорости.

Число измеренных частиц обычно определяется как частное от деления наблюдаемого числа частиц на эффективные размеры измерительного прибора, т. е. на его «геометрический фактор». Для определения геометрического фактора необходимо знать площадь детектора (в квадратных сантиметрах) и телесный угол (в стерадианах), внутри которого заключены направления прихода частиц, попадающих на детектор, так как направления прихода космических лучей распределены случайно (как правило, с точностью до 1 %).

Геометрический фактор плоского детектора любой формы площадью 1 см^2, чувствительного к космическим лучам, приходящим только с одной его стороны, составляет π см$^2\cdot$ср. Полный поток космических лучей вблизи Земли, но вне земной атмосферы, составляет около 0,3 нуклона$\cdot$см$^{-2}\cdot$с$^{-1}\cdot$ср$^{-1}$. Таким образом, на лежащую на поверхности Луны монету, площадь поверхности которой составляет 4,5 см^2, будет падать 4,2 частицы космических лучей за 1 с.

Энергетический спектр. Поток космических лучей изменяется в зависимости от их энергии. Такая зависимость называется энергетическим спектром, причем это понятие может относиться ко всем космическим лучам либо к выбранному элементу или группе элементов. Так как энергия космических лучей непрерывно изменяется, то бессмысленно приписывать потоку какую-то определенную энергию. Обычно вводят понятие интегрального спектра, характеризующего полный поток частиц (см$^{-2}\cdot$с$^{-1}\cdot$ср$^{-1}$) с энергией, превышающей некоторую заданную энергию, или дифференциального спектра, определяющего поток частиц в некотором интервале энергий (обычно шириной 1 МэВ/нуклон), в центре которого находится заданная энергия. Этот поток измеряется в см$^{-2}\cdot$с$^{-1}\cdot$ср$^{-1}\cdot$(МэВ/нуклон)$^{-1}$. При изучении космических лучей основная задача состоит в измерении спектров различных компонентов космического излучения и установления с помощью этих измерений (а также с помощью других наблюдений) природы источников космических лучей и механизма переноса частиц к Земле.

Типы детекторов. Все детекторы космических лучей чувствительны к движущимся электрическим зарядам. Нейтральные космические лучи (нейтроны, гамма-лучи и нейтрино) изучаются путем наблюдений заряженных частиц, образующихся при столкновениях нейтральных первичных частиц с какими-либо мишенями. Основные методы обнаружения сравнительно низкоэнергичных космических лучей связаны с ионизацией вещества, через которое проходят эти лучи. К таким детекторам относятся камеры Вильсона, ионизационные камеры, искровые камеры, счетчики Гейгера, пропорциональные счетчики, сцинтилляционные счетчики, твердые детекторы и фотоэмульсии. Один из методов детектирования основан на том факте, что некоторые кристаллические минералы разрушаются отдельными ядрами космических лучей с высоким порядковым номером (обычно это ядра железа или более тяжелых элементов). Возникающие в результате субмикроскопические изъяны увеличивают с помощью травления и путем измерения этих углублений определяют тип частицы, вызвавшей разрушение. Исследование кристаллов, найденных в метеоритах и образцах лунных пород, позволяет получить данные об интенсивности и составе космических лучей на протяжении всей эволюции Солнечной системы.

При энергиях космических лучей более 500 МэВ/нуклон полная остановка частиц в детекторе становится нецелесообразной. Наиболее эффективные средства для исследования космических лучей с энергиями вплоть до нескольких сотен гигаэлектронвольт — это черенковские детекторы и большие сверхпроводниковые магниты, поля которых отклоняют частицы. При энергии частиц более 10^{12} эВ обнаружить отдельные частицы невозможно, так как их количество слишком мало. Эти частицы исследуются путем наблюдения ливней вторичных частиц, которые они генерируют в атмосфере Земли. Такие ливни обнаруживаются или путем подсчета частиц, достигающих детекторов, установленных на земной поверхности, или же с помощью регистрации световых вспышек, образуемых ливнями в атмосфере Земли, специальными телескопами и фотоумножителями. Тип частиц, вызывающих эти ливни, определить нельзя, но можно довольно точно измерить их энергию — рекордное значение энергии составило 10^{20} эВ (16 Дж).

Атмосферные космические лучи. Частицы первичных космических лучей, приходящие к верхней границе атмосферы Земли, испытывают неупругие соударения с ядрами частиц воздуха. Поперечное сечение соударения, в сущности, равно геометрическому поперечному сечению ядра, составляющему примерно 10^{-26} см^2. Ниже приведены значения среднего свободного пробега первичных частиц у верхней границы атмосферы (разделив указанные значения на плотность атмосферы (г$\cdot$см$^{-3}$), можно получить значения среднего свободного пробега в сантиметрах):

Заряд первичного нуклона	1	2	3—5	6—9	10—29
Свободный пробег	60	44	32	27	21

При соударении высокоэнергичного ядра с ядром атома в земной атмосфере обычно происходит ряд процессов. Внезапная остановка приходящего ядра сопровождается образованием π-мезонов с положительными, отрицательными или нейтральными зарядами; такое образование мезонов аналогично генерации рентгеновских лучей (тормозного излучения) в результате остановки быстрого электрона при соударении с атомами металлической мишени. Мезоны, как и тормозное излучение, после соударения движутся вперед по направлениям, заключенным в узком конусе. В процессе соударения в зависимости от энергии падающего ядра образуется от 0 до 30 π-мезонов и более. Отношение числа нейтральных π-мезонов к заряженным составляет около 0,75. Может быть выбито несколько протонов и нейтронов (примерно в одинаковой пропорции) с энергиями, составляющими значительную часть энергии приходящего ядра. Они называются выбитыми протонами и нейтронами.

Генерация всех этих протонов, нейтронов и π-мезонов при соударениях первичных ядер космических лучей с ядрами атомов воздуха представляет собой первую стадию развития вторичных космических лучей, наблюдающихся в атмосфере. Так как при остановке каждой первичной частицы возникает несколько вторичных частиц, полное число энергичных частиц, образованных космическими лучами, увеличивается с глубиной, даже если плотность первичных частиц уменьшается. Поскольку полный электрический заряд должен сохраняться, а первичные частицы заряжены положительно, число положительных частиц в потоке вторичной радиации превышает число отрицательных частиц приблизительно в 1,2 раза; это число называют положительным избытком.

Каскадные процессы. Незаряженные π^0-мезоны, возникающие при остановке первичного ядра, распадаются на два γ-фотона с временем жизни около 8·10^{-17} с. Распад происходит настолько быстро, что среди вторичных частиц в атмосфере π^0-мезоны непосредственно не обнаруживаются. Энергия γ-фотонов состоит из энергии покоя π^0-мезона (около 140 МэВ) и кинетической энергии π^0-мезона. Каждый из этих фотонов генерирует пару позитрон—электрон, средняя энергия которых превышает 35 МэВ. При прохождении электрона и позитрона достаточно близко к ядру какого-либо атома воздуха их энергия переходит в тормозное излучение. В свою очередь в результате тормозного излучения образуются новые пары позитрон—электрон и т. д. Этот каскадный процесс продолжается до тех пор, пока энергия π^0-мезона не израсходуется на ливень, состоящий из позитронов, электронов и фотонов, энергия которых недостаточна ($\leqslant$1 МэВ) для дальнейшего образования пар. Затем энергия ливня, не способного к самовоспроизведению, затрачивается на ионизацию атомов воздуха. Электроны и фотоны в таких ливнях называются мягкой составляющей атмосферных (вторичных) космических лучей; эта составляющая достигает максимальной интенсивности на высоте, где толщина вышележащей атмосферы составляет 150—200 г$\cdot$см$^{-2}$, а на уровне моря убывает в 100 раз.

Мезоны. $\pi^\pm$-мезоны образуются при соударениях первичных частиц; время их жизни составляет около 2,5·10^{-8} с, а затем они распадаются на мюоны:

$$\pi^\pm \rightarrow \mu^\pm + \text{нейтрино}.$$

Вследствие сравнительно большого времени жизни и значительной энергии (>10 ГэВ) $\pi^\pm$-мезоны испытывают реляти-

ядерное замедление времени. Благодаря большому времени жизни они могут взаимодействовать с ядрами атомов воздуха. Поперечное сечение ядерных взаимодействий для $\pi^{\pm}$-мезонов равно примерно поперечному сечению ядра. Результат этих взаимодействий, в сущности, такой же, как при взаимодействии первичных ядер космических лучей (см. выше). Низкоэнергичные $\pi^{\pm}$-мезоны, не успев столкнуться с ядром, распадаются на мюоны.

Мюоны не взаимодействуют с ядрами, и их масса слишком велика (она в 207 раз больше массы электронов) для генерации тормозного излучения. Они могут терять энергию только при движении вниз через атмосферу за счет слабого процесса ионизации атомов воздуха. Вследствие высокой проникающей способности мюонов их называют жесткой составляющей. Время их жизни составляет $2 \cdot 10^{-6}$ с, а затем они распадаются на электрон или позитрон и два нейтрино. В результате замедления времени, обусловленного их высокой энергией, только около 5 % всех мюонов достигает земной поверхности. Их взаимодействие с веществом настолько слабо, что они проникают на большое расстояние в глубь Земли, причем это единственные частицы космического происхождения, которые можно там обнаружить. На глубине, эквивалентной 300 м воды, интенсивность мюонов уменьшается по сравнению с их интенсивностью на земной поверхности только в 20 раз; на эквивалентной глубине 1400 м их интенсивность уменьшается в 1000 раз.

Нуклонная составляющая. Высокоэнергичные нуклоны — выбитые из ядер протоны и нейтроны, образованные при соударениях первичных частиц и редких соударениях $\pi^{\pm}$-мезонов с ядрами атомов воздуха,— распространяются вниз через атмосферу; их средний свободный пробег составляет около 60 г·см$^{-2}$ (такой же, как у первичных протонов). Они участвуют в тех же ядерных взаимодействиях, что и первичные ядра, хотя и менее энергичных. В результате этого каскадного процесса возникает так называемая нуклонная составляющая вторичных космических лучей.

Ядерные звезды. В ядре, испытавшем соударение с протоном или нейтроном, входящими в состав нуклонной составляющей, энергия которых превышает 300 МэВ, могут мгновенно освобождаться внутриядерные силы, связывавшие составные части ядра, так что часть составлявших его нуклонов станет свободна и вылетит из ядра с кинетической энергией около 10 МэВ. Освобожденные таким образом нуклоны, состоящие из протонов, дейтонов, тритонов, α-частиц и более тяжелых обломков ядра, вылетают из пораженного ядра. При этом в фотоэмульсионном слое образуется несколько коротких вилок, направленных по радиусам из точки соударения,— это явление называют ядерной звездой. Если энергия нуклона становится меньше 100 МэВ, то образования звезд и дальнейшего выбивания нуклонов из ядер не происходит. В то же время протоны быстро исчезают из каскада, так как в результате потери энергии на ионизацию воздуха они замедляются и не вступают во взаимодействия с ядрами. Уже на высоте 3500 м над уровнем моря (глубина атмосферы 300 г·см$^{-2}$) нейтронов в четыре раза больше, чем протонов. Поэтому конечные стадии каскадного процесса в нижней атмосфере происходят почти исключительно с участием нейтронов, которые преобразуются в тепловые нейтроны (т. е. нейтроны с кинетической энергией около 0,025 эВ) на пути, равном около 90 г·см$^{-2}$. Эти тепловые нейтроны легко обнаруживаются счетчиками с фторидом бора (BF_3). Интенсивность нуклонной составляющей возрастает с приближением к земной поверхности до глубины атмосферы около 120 г·см$^{-2}$, а затем убывает, причем средняя длина пути поглощения нуклонов составляет около 200 г·см$^{-2}$.

На рис. 1 схематически показаны различные каскадные процессы с образованием вторичных частиц. Заметим, что около 48 % первичных космических лучей переходит в заряженные ионы, 25 % — в нейтральные ионы, 7 % — в нуклонную составляющую и 20 % — в звезды. Нуклонная составляющая образуется главным образом за счет низкоэнергичных (около 5 ГэВ) первичных частиц. Энергия высокоэнергичных первичных частиц в основном расходуется на образование мезонов. Поэтому в нижней атмосфере счетчики Гейгера регистрируют главным образом высокоэнергичные первичные частицы (около 15 ГэВ), так как они отмечают мюоны и ионы, а счетчики с фторидом бора, подсчитывающие количество тепловых нейтронов, реагируют в основном на низкоэнергичные первичные частицы. Это обстоятельство необходимо учитывать при исследовании влияния межпланетного и геомагнитного полей на первичные космические лучи, так как наиболее сильное воздействие эти поля оказывают на первичные частицы с наименьшей энергией.

Геомагнитные эффекты. Магнитное поле Земли описывается полем магнитного диполя, расположенного около геометрического центра Земли. Вблизи экватора напряженность геомагнитного поля равна $3 \cdot 10^{-5}$ Тл, причем она падает с увеличением расстояния от центра Земли пропорционально кубу этого расстояния. В магнитном поле, не изменяющемся во времени, траектория частицы полностью зависит от ее жесткости или от количества движения на единицу заряда. Количество движения частицы обычно определяется в единицах эВ/c (где c — скорость света), так как для высокоэнергичных частиц количество движения и энергия почти равны. По определению,

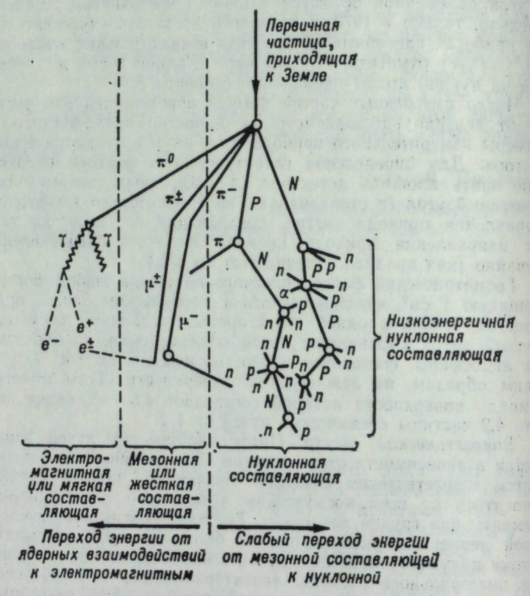


Рис. 1. Каскад частиц вторичных космических лучей в земной атмосфере.

N и *P* — высокоэнергичные нуклоны, *n* и *p* — продукты распада нуклонов.

для частиц с единичным зарядом, количество движения и жесткость численно равны. Единицу жесткости обычно называют вольтом, но ее не следует путать с единицей, принятой для разности потенциалов, носящей то же название. В таблице приведены различные характеристики частиц с жесткостью, равной 1 ГВ. Эта жесткость соответствует радиусу круговой орбиты, описываемой частицей в поле 10^{-9} Тл, равному десятикратному расстоянию от Земли до Луны.

Свойства частиц с жесткостью 1 ГВ

Частица	Заряд	Число нуклонов	Кинетическая энергия		Количество движения, МэВ · с
			МэВ	МэВ/нуклон	
Протон	1	1	430	430	1000
^{3}He	2	3	640	213	2000
^{4}He	2	4	500	125	2000
^{16}O	8	16	2000	125	8000

Минимальная жесткость частицы, способной достигнуть верхней границы атмосферы в месте с определенной геомагнитной широтой, называется жесткостью геомагнитного отсекания для данной широты; ее расчет является сложной математической задачей. Вблизи земной поверхности интенсивность вторичных частиц с наклонными траекториями настолько сильно затухает, что, как правило, достаточно рассматривать геомагнитное отсекание только для вертикально идущих первичных частиц:

Геомагнитная широта Ф°	0	±20	±40	±60	±70	±90
Вертикальное отсекание, ГВ	15	11,5	5	1	0,2	0

Вблизи экватора, где, для того чтобы достичь Земли, частица должна двигаться перпендикулярно силовым линиям геомагнитного поля, частицы с жесткостью менее 10 ГВ не достигают земной поверхности, хотя в более высоких широтах, где направление движения приходящих частиц практически совпадает с направлением силовых линий, частицы с гораздо меньшими энергиями могут достигать Земли. Поэтому интенсивность космических лучей минимальна на экваторе и увеличивается до некоторого максимального значения на полюсах — в этом состоит широтный эффект космических лучей. На уровне моря широтные изменения, согласно данным счетчиков Гейгера, довольно малы (около 15 %), но, по данным счетчиков с фторидом бора (BF_3),— велики (рис. 2).

Кроме нарушений дипольной структуры геомагнитного поля, связанной с турбулентностью в железном ядре Земли,

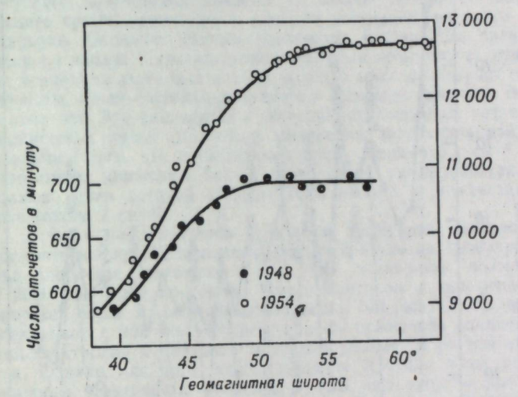


Рис. 2. Широтная вариация нейтронной составляющей космических лучей на 80° з. д. на высоте изобарической поверхности 240 гПа в 1948 г. (левая шкала) — год активного Солнца — и в 1954 г. (правая шкала) — год минимума солнечной активности.

которые необходимо учитывать при детальных исследованиях геомагнитного отсекания, следует также принимать во внимание искажения поля (особенно в высоких широтах), связанные с давлением ионизованных газов в космическом пространстве (например, солнечного ветра).

Такие искажения поля могут быстро изменяться во времени, что связано с внезапными всплесками солнечной активности, а также с вращением Земли. В областях с отсеканием 400 МВ (в дневное время) ночью эффект отсекания может не наблюдаться. Это явление характерно для частиц, энергии которых настолько низки, что ни сами частицы, ни порожденные ими вторичные частицы не могут достигнуть земной поверхности. Поэтому их можно наблюдать только с помощью высотных баллонов или спутников.

Так как над земной поверхностью геомагнитное поле направлено с юга на север, то приходящие к Земле ядра космических лучей отклоняются на восток. Поэтому, согласно данным наблюдений, с запада приходит примерно на 20 % больше частиц, чем с востока. Это явление известно как эффект восток—запад или восточно-западная асимметрия. См. *Геомагнетизм.*

Солнечная модуляция. На рис. 3 представлены части спектров протонов и альфа-частиц, наблюдавшихся в 1973 г. (год спокойного Солнца) вблизи Земли, но вне магнитосферы. При энергии более 20 ГэВ/нуклон интенсивность постоянна во времени с точностью до нескольких процентов, а энергетический спектр всех элементов изменяется по степенному закону с показателем —2,7 вплоть до энергий порядка нескольких сотен ГэВ/нуклон. При более высокой энергии частиц отдельные элементы не разрешаются, но комбинированный спектр, по-видимому, сохраняет ту же зависимость от энергии вплоть до энергии 10^{18} эВ. При энергии менее 20 ГэВ/нуклон интенсивность космических лучей заметно изменяется во времени. Форбуш впервые показал, что интенсивность космических лучей мала в годы высокой солнечной активности, т. е. в годы высоких значений числа солнечных пятен, обнаруживающего 11-летнюю цикличность (см. рис. 2). Этот эффект всесторонне изучался путем наземных и спутниковых наблюдений. Хотя эта так называемая солнечная модуляция в настоящее время в общем понятна, детальные ее расчеты пока еще не произведены, главным образом из-за отсутствия прямых измерений космических лучей в Солнечной системе вдали от плоскости эклиптики — области, недоступной для спутников из-за ограниченной мощности ракет, выводящих их на орбиту.

Основной причиной солнечной модуляции является солнечный ветер — сильно ионизованный газ (плазма), образующий солнечную корону и распространяющийся радиально от Солнца со скоростью около 400 км·с$^{-1}$. Солнечный ветер состоит в основном из протонов с характерной концентрацией 5 см$^{-3}$. Эта концентрация слишком мала для того, чтобы столкновения частиц солнечного ветра с космическими лучами играли заметную роль. Вследствие высокой проводимости этой среды солнечный ветер захватывает часть магнитного поля Солнца и выносит ее наружу. В результате вращения Солнца и радиального движения плазмы наблюдаемое межпланетное магнитное поле приобретает форму архимедовых спиралей. Турбулентность в солнечном ветре создает флуктуации поля, которые в отдельных местах иногда искажают направление поля и его напряженность. Сложная система искаженных магнитных полей распространяется от Солнца, отклоняя низкоэнергичные космические лучи и выметая их из Солнечной системы.

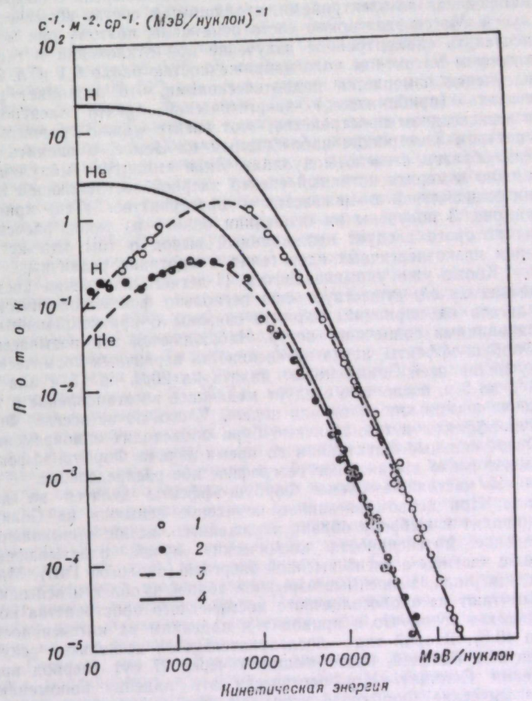


Рис. 3. Наблюдаемые спектры протонов (*1*) и ядер гелия (*2*) в космических лучах и теоретические спектры вблизи Земли (*3*) и в прилегающем к Земле межзвездном пространстве (*4*). *(Фото любезно предоставлено Dr. M. Garcia-Munoz, University of Chicago)*

Кроме эффекта выметания, в солнечном ветре возникает еще один очень важный эффект — адиабатическое замедление частиц. Поскольку солнечный ветер движется от Солнца (в космическое пространство), Земли смогут достичь только те частицы космических лучей, которые движутся достаточно быстро против направления ветра. Однако вследствие расширения области, охваченной ветром, диффундирующие в нем частицы теряют энергию. Частицы с начальной энергией, составляющей несколько сотен МэВ/нуклон, после движения в межзвездном пространстве приходят на Землю с энергией 10 МэВ/нуклон, а частицы с начальной энергией 100—200 МэВ/нуклон, вероятно, вообще никогда не достигнут

Земли. Область пространства, в которой солнечная модуляция существенна, представляет собой, по всей вероятности, сферу радиусом 25—50 а. е. Космические корабли, достигшие Юпитера (5 а. е.), не отмечали резких изменений уровня активности космических лучей. Изменения модуляции, связанной с солнечной активностью, вызываются скорее флуктуациями межпланетного магнитного поля, нежели изменениями скорости солнечного ветра, которые невелики.

Степень этой модуляции может быть измерена с помощью наблюдений за электронами, входящими в состав космических лучей. Масса электронов достаточно мала, поэтому они могут испускать синхротронное излучение при отклонении в галактическом магнитном поле напряженностью около 0,1 нТл. Это излучение измеряется радиотелескопами, что позволяет рассчитать (приближенно) энергетический спектр электронов в межзвездном пространстве; этот спектр можно сравнить со спектром электронов, наблюдаемым на Земле, и оценить таким образом степень модуляции. Зная амплитуду модуляции, можно измерить истинный спектр ядерной составляющей космических лучей в межзвездном пространстве. Так, кривые на рис. 3 получены на основании одного из таких расчетов, из которого следует неожиданный вывод о том, что источники низкоэнергичных ядер гелия и протонов различны.

Кроме уже упоминавшегося 11-летнего изменения космических лучей, существует еще несколько феноменологических классов их вариаций, которые связаны с кратковременными вариациями солнечного ветра. Наблюдаются так называемые Форбуш-эффекты, когда интенсивность первичных космических лучей на всей Земле может падать на 20 % за 15 ч или на 8 % за 3 ч, после чего следует медленное восстановление в течение нескольких суток или недель. Часто, но не всегда, Форбуш-эффекты и геомагнитные бури происходят одновременно. Очень сильные флуктуации во время начала Форбуш-эффекта имеют резко выраженное географическое распределение.

В настоящее время Форбуш-эффекты делятся на два типа. При первом внезапное появление вспышки на Солнце приводит к выбросу облака заряженных частиц, вызывающих падение интенсивности космических лучей, охватывающее даже частицы с очень высокой энергией (около 50 ГэВ). Магнитные поля, выносимые взрывной волной из области вспышки, выметают из околосолнечного космического пространства космические лучи, что и приводит к падениям их интенсивности до 40 %. Второй тип — последовательность нескольких рекуррентных падений, повторяющихся через 27 сут (период вращения Солнца). Морфологически эти падения напоминают классические Форбуш-эффекты, но они не захватывают частицы с энергией более 10 ГэВ. Рекуррентные падения возникают в результате появления высокоскоростных потоков солнечного ветра, исходящих из долгоживущих активных областей короны. Рекуррентные падения более резко выражены в годы спада солнечной активности, тогда как изолированные падения возникают чаще на фазе роста солнечной активности и вблизи ее максимума. См. *Солнце.*

Состав космических лучей. В космических лучах были обнаружены ядра атомов многих химических элементов — от протонов до ядер урана. На рис. 4 показано относительное содержание различных элементов в космических лучах и приведена оценка содержания этих элементов во Вселенной, полученная путем комбинированных измерений солнечного и звездных спектров, состава лунных и земных горных пород, метеоритов и т. д. Между обоими распределениями существует некоторое сходство, но имеется и систематическое различие: в космических лучах преобладают элементы литий—бор и скандий—марганец, а также бо́льшая часть ядер с нечетным зарядом. Этот эффект имеет простое объяснение: космические лучи проходят большие расстояния в Галактике, испытывают случайные соударения с атомами межзвездного газа — главным образом водорода и гелия — и распадаются на фрагменты. При этом из более тяжелых ядер возникают более легкие, но энергия, приходящаяся на один нуклон, при этом существенно не изменяется. Поэтому энергетические спектры вторичных и первичных частиц сходны. Согласно расчетам с учетом вероятности возникновения реакций в ходе этих процессов, преобладание вторичных элементов можно объяснить, если принять, что на пути к Земле космические лучи проходят около 5 г·см$^{-2}$ вещества. Можно найти и среднюю длину пробега частицы, однако если принять, что все частицы с данной энергией имеют одинаковую длину пробега, то согласовать между собой наблюдения невозможно. Кроме того, результаты расчетов показали, что более высокоэнергичные частицы проходят меньшее количество вещества на пути к Солнечной системе, хотя их первоначальный химический состав, по-видимому, не зависит от энергии.

Даже если внести поправки на фрагментацию ядер, различия между содержанием элементов в космических лучах и Солнечной системе (или во Вселенной) все-таки остаются. Наиболее важный вопрос состоит в следующем: связаны ли эти различия с тем, что космические лучи происходят из вещества особого рода (например, если они возникают при взрывах сверхновых звезд), или же с тем, что некоторые атомы могут ускоряться быстрее, чем другие. Как правило, преобладание какого-либо элемента в космических лучах можно объяснить, приняв во внимание первый ионизационный потенциал атома и жесткость возникающего при этом иона, хотя такие расчеты не позволяют предсказать величину ожидаемого увеличения содержания элемента в космических лучах. Кроме того, согласно данным наблюдений, относительное содержание элементов в частицах, ускоренных в солнечных вспышках, изменяется от одной вспышки к другой. В связи с этим большая часть исследований космических лучей направлена на определение изотопного состава каждого элемента, поскольку изменение этой величины при ускорении маловероятно. Из рис. 3 видно, что данные, относящиеся к низкоэнергичным ядрам гелия, не соответствуют результатам расчета. Так как известно, что низкоэнергичный гелий почти целиком состоит из изотопа ^{4}He, тогда как высокоэнергичный гелий содержит 10 % изотопа ^{3}He, можно с уверенностью сказать, что отклонения на рис. 3 вызваны скорее всего каким-то локальным источником энергичных изотопов ^{4}He, находящимся внутри Солнечной системы. Точно так же увеличение содержания низкоэнергичного азота происходит только за счет изотопов ^{14}N, тогда как 50 % высокоэнергичного азота составляет изотоп ^{15}N.

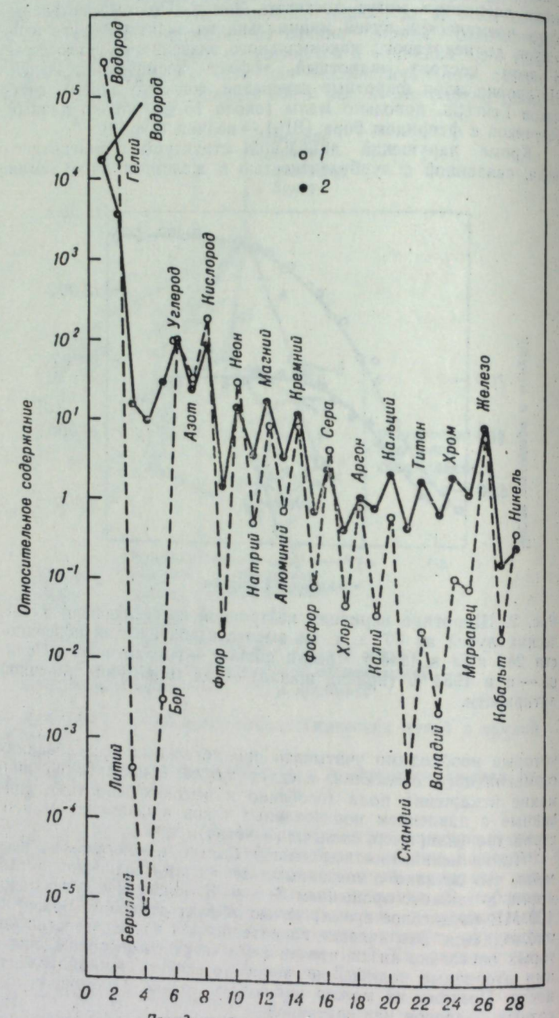


Рис. 4. Относительное содержание химических элементов во Вселенной (*1*) и в космических лучах (*2*). (*Фото любезно предоставлено Dr. M. Garcia-Munoz, University of Chicago*)

Содержание углерода принято за 100 %.

Возраст космических лучей. Другой важный результат, который можно получить при детальном исследовании изотопного состава космических лучей, относится к возрасту космического излучения. Некоторые изотопы радиоактивны — это, например, ^{10}Be, период полураспада которого составляет $2{,}2 \cdot 10^6$ лет. Так как Be образуется исключительно путем фрагментации, то исследование относительно содержания изотопа ^{10}Be в зависимости от энергии частиц с учетом релятивистского возрастания времени их жизни позволяет найти среднее время, прошедшее с момента последнего ядерного соударения. Согласно данным измерений, изотоп ^{10}Be практически не входит в состав низкоэнергичных космических лучей. На основании этого был сделан вывод о том, что возраст космических лучей составляет примерно несколько десятков миллионов лет. Это расходится с общепринятой оценкой возраста космических лучей (несколько миллионов лет), сделанной на основании того, что наблюдаемая длина пробега 5 г·см$^{-2}$ соответствует движению частиц через среду, где концентрация атомов равна средней концентрации атомов в межзвездном газе (около 1 см$^{-3}$).

Содержание электронов. В ходе измерения электронов космических лучей возникают новые требующие интерпретации проблемы, связанные с тем, что электроны примерно в 2000 раз легче протонов. Число протонов с кинетической энергией более 1 ГэВ приблизительно в 100 раз больше числа электронов с той же энергией, причем отношение концентраций электронов и протонов медленно убывает с ростом энергии. Однако для того, чтобы скорость протона была равна скорости электрона с энергией 1 ГэВ, его энергия должна составлять около 2000 ГэВ. Поэтому в Галактике содержание электронов в несколько тысяч раз больше содержания протонов. (Электрическая нейтральность Галактики поддерживается низкоэнергичными ионами, концентрация которых больше концентрации космических лучей, хотя они и не несут значительной энергии.) Таким образом, вполне возможно, что источник космических электронов отличается от источника ядер. Принято считать, что электроны должны испытывать непосредственное ускорение, так как, согласно расчетам, при соударении ядер космических лучей с межзвездным газом должно образовываться больше позитронов, чем негатронов. Измерения, однако, показали, что в космических лучах только 10 % электронов являются позитронами. Число позитронов, по-видимому, согласуется с расчетами вторичной составляющей, что подтверждает отмеченное выше преобладание негатронов в Галактике.

Кроме того, источник электронов должен находиться или в Галактике, или в непосредственной близости от нее, так как электроны не могут пройти большое расстояние через поле электромагнитного излучения черного тела с температурой 2,7 К, пронизывающего всю Вселенную. В результате обратного комптоновского процесса за 10^8 лет электроны с энергией 15 ГэВ потеряют при соударениях с фотонами значительную часть своей энергии.

Происхождение. Хотя благодаря исследованиям космических лучей наши знания о структуре Вселенной, ее развитии и протекающих в ней процессах значительно расширились, происхождение этих лучей пока еще не установлено. Проблема состоит не в том, чтобы придумать процессы, в которых могут рождаться космические лучи, а скорее в том, чтобы из многих возможных процессов выбрать те, в которых они действительно образуются. При исследовании происхождения космических лучей необходимо установить, во-первых, положение их источников, а во-вторых, механизм их ускорения до столь высоких энергий.

Положение источников. Полагают, что космические лучи генерируются механизмами, работающими внутри галактик, и в основном не выходят за пределы той галактики, где они образовались, так как захватываются галактическим магнитным полем. В этом случае их интенсивность в межгалактическом пространстве должна составлять лишь несколько процентов типичной интенсивности внутри галактики и определяться медленной утечкой галактических частиц из магнитной ловушки. Наблюдения за направлением прихода космических лучей на Землю не дают информации о месте их возникновения. При более низких энергиях космических лучей (до 10^{15} эВ) все наблюдаемые анизотропии можно приписать эффектам солнечного ветра и межпланетного магнитного поля. Под воздействием галактического магнитного поля направления прихода на Землю этих частиц становятся хаотическими. К 1975 г. было зарегистрировано около 100 случаев прихода частиц с энергиями примерно 10^{18} эВ, и есть некоторые указания на то, что эти частицы имеют предпочтительные направления прихода. Радиус кривизны частиц с такими энергиями сравним с размерами Галактики, и поэтому направления их прихода могут указывать на положение их источника.

Наблюдались только одна или две частицы с энергией более 10^{20} эВ, так что вопрос об их изотропии лишен смысла. В галактическом магнитном поле (1 нТл) радиус кривизны протона с энергией 10^{20} эВ составляет около 10^4 парсеков (1 парсек = $3{,}09 \cdot 10^{16}$ м), что превосходит расстояние от Солнца до центра Галактики. Длительное движение такого протона внутри Галактики невозможно, но он может возникнуть в пределах Галактики, а затем покинуть ее. Ядро атома железа с такой же энергией, как у протона, может задержаться внутри Галактики, так как за счет его высокого заряда жесткость и радиус кривизны значительно уменьшаются. Соударения с фотонами ограничивают пробег протонов с энергией 10^{20} эВ между галактиками точно так же, как и пробег электронов с более низкой энергией.

Непосредственное обнаружение космических лучей, распространяющихся в удаленных областях Галактики, возможно только путем наблюдений электромагнитного излучения, возникающего при взаимодействии космических лучей с веществом, заполняющим Галактику. Интенсивность потока протонов картируется путем изучения направлений прихода γ-лучей (с энергией около 50 МэВ), возникающих при соударении протонов с межзвездным газом. К сожалению, интенсивность такого излучения зависит не только от потока космических лучей, но и от напряженности магнитного поля и плотности межзвездного газа. Поэтому в областях, где наблюдаются γ-лучи, несомненно, присутствуют и космические лучи. Однако отсутствие γ-излучения может быть вызвано отсутствием не только космических лучей, но и взаимодействующего с ними вещества. В частности, очень слабое γ-излучение приходит на Землю из областей, расположенных вне Галактики, в которых содержится незначительное количество газа и присутствуют слабые магнитные поля. Поэтому гипотеза, что космические лучи ограничены Галактикой, пока еще не подтверждена, но и не опровергнута.

Гипотезе, что вся Вселенная заполнена космическими лучами, противоречит тот факт, что для поддержания наблюдаемой интенсивности космических лучей в расширяющейся Вселенной необходимо большое количество энергии. Вероятно, эта энергия превышает энергию, испускаемую всеми другими источниками, вместе взятыми. Приблизительное постоянство потока космических лучей за последние $2 \cdot 10^9$ лет, а также наличие в этих лучах таких ядер, как углерод, кислород и железо, указывают на непрерывное ускорение космических лучей, а не на падение их интенсивности по сравнению с некоторым первоначальным уровнем. Полагают, что эти ядра не могли образоваться во время так называемого большого взрыва, а возникли в звездах и затем были ускорены. По-видимому, эта тяжелая составляющая возникла в условиях, не слишком отличающихся от современных, и, по всей вероятности, продолжает непрерывно образовываться.

Механизмы ограничения космических лучей. В настоящее время исследуются три возможные модели ограничения космических лучей. Во всех этих моделях предполагается, что источники космических лучей дискретны или протяженны и рассеяны случайным образом по диску Галактики. Наиболее популярна модель «дырявого ящика», согласно которой частицы диффундируют в галактическом магнитном поле в течение нескольких миллионов лет, до тех пор пока случайно не окажутся вблизи края Галактики, откуда они могут ускользать. Но возраст космических лучей, предсказываемый этой моделью, не согласуется с возрастом (несколько десятков миллионов лет), установленным по радиоактивному изотопу ^{10}Be. Другая трудность состоит в том, что при таком сравнительно простом объяснении ускользания частиц время ускользания должно быть или значительно меньше нескольких миллионов лет, или гораздо больше.

Во избежание этих трудностей была предложена модель галактического гало. В этой модели частицы не ограничены галактическим диском, а могут распространяться в космическом пространстве гораздо дальше, возможно, захватывая приблизительно сферическую область, окружающую Галактику, с очень малой концентрацией звезд и другого вещества (галактическое гало). Эта модель предсказывает очень большое время жизни первичных космических лучей и согласуется

с длиной пробега, равной 5 г·см$^{-2}$. Однако не совсем ясно, каким образом столь сильные магнитные поля могут располагаться так далеко от основного ядра Галактики.

Согласно третьей модели, ускользания почти не происходит, т. е. космические лучи исчезают, распадаясь на протоны, причем они теряют энергию при повторяющихся соударениях с другими протонами. Для того чтобы принять эту модель, необходимо предположить, что наблюдаемый средний свободный пробег космических лучей (5 г·см$^{-2}$) обусловлен случайной комбинацией старых удаленных источников и одного или двух более близких молодых источников. Основные возражения против этой модели возникают в связи с обычной среди ученых тенденцией предпочитать простую модель более сложным, т. е. имеющим большее число свободных параметров, если обе теории объясняют наблюдаемые факты.

Механизмы ускорения. Хотя по лабораторным стандартам энергия, достигаемая частицами космических лучей, исключительна велика, ее генерацию можно объяснить с помощью известных физических законов. Даже на Земле во время обычных гроз генерируются потенциалы, составляющие миллиарды вольт, что могло бы ускорить заряженные частицы до энергий, характерных для космических лучей (несколько гигаэлектронвольт), если бы атмосфера была менее плотной. Поэтому существует много теорий, объясняющих механизм ускорения частиц космических лучей, причем вполне возможно, что имеется несколько источников с различными механизмами ускорения. Существуют два вида теорий, причем согласно одним, ускорение происходит в обширных областях пространства, а согласно другим — в ограниченных областях.

Теория ускорения в обширных областях (например, во всей Галактике) была впервые предложена Ферми, который показал, что заряженные частицы могут приобретать энергию при многократных отклонениях в магнитных полях, переносимых большими облаками газа, которые, как известно, движутся случайным образом в Галактике.

В соответствии с первыми теориями ускорения в ограниченных областях частицы ускоряются во время взрыва сверхновых звезд. Один из доводов в пользу этой теории состоит в том, что энергия, выделяемая при взрыве сверхновых, имеет тот же порядок величины, который необходим для поддержания наблюдаемой интенсивности космических лучей в модели дырявого ящика. Дальнейшие наблюдения показали, что ускорение частиц не может происходить во время самого взрыва. Как уже упоминалось, химический состав космических лучей подобен составу вещества, заполняющего Вселенную, и отличается от состава вещества, которое возникает при взрыве сверхновой, даже если при этом происходит хотя бы некоторое перемешивание с межзвездной средой.

Другая проблема, связанная со взрывным происхождением космических лучей, состоит в установлении эффекта, возникающего при движении в одном направлении многих быстрых частиц через межзвездный газ: частицы взаимодействуют с газом посредством создаваемого ими магнитного поля, приводят газ в движение и при этом быстро теряют большую часть своей энергии. Согласно более приемлемым теориям взрывного ускорения, частицы ускоряются постепенно за счет энергии, накопленной в веществе, оставшемся после взрыва, или же вследствие сильных магнитных полей быстро вращающихся нейтронных звезд (пульсаров), образовавшихся после взрыва.

Такое ускорение высокоэнергичных частиц было отмечено в Крабовидной туманности, оставшейся после взрыва сверхновой, наблюдавшегося китайскими астрономами в 1054 г. Эта туманность содержит высокоэнергичные электроны, движущиеся по спиралям вокруг силовых линий магнитного поля и излучающие измеримое количество энергии. При этом электроны выделяют такое количество энергии, что бо́льшая ее часть была бы израсходована за столетие, если бы она непрерывно не пополнялась. Наблюдаемые импульсы γ-излучения также показывают, что всплески высокоэнергичных электронов связаны с нейтронными звездами: γ-лучи возникают при соударении частиц с ядрами в атмосфере нейтронной звезды. Несомненно, частицы с энергиями, характерными для космических лучей, возникают в нейтронных звездах, но неизвестно, могут ли они ускользать из захвативших их магнитных полей в туманности и присоединяться к свободно распространяющимся в пространстве космическим лучам.

Изучение ускорения энергичных частиц в Солнечной системе, само по себе очень важное, может помочь в понимании процессов, генерирующих галактические космические лучи. Во время больших солнечных вспышек, возникающих примерно один раз в год, образуются частицы с энергиями порядка нескольких гигаэлектронвольт, которые могут быть обнаружены на поверхности Земли. Неизвестно, образуются ли эти высокоэнергичные частицы в области самой вспышки или ускоряются фронтами ударных волн, распространяющимися от места вспышки через солнечный ветер.

Ядра и электроны с энергиями вплоть до 100 МэВ постоянно генерируются в области менее сильных вспышек. Наблюдения рентгеновских лучей, γ-лучей, оптического излучения и радиоизлучения этих вспышек позволяют детально исследовать процесс ускорения. Сопоставляя данные о времени прихода и энергии этих частиц, полученные с помощью детекторов, расположенных во всей Солнечной системе, с данными о выбросе их из Солнца, можно подробно исследовать структуру солнечных и межпланетных магнитных полей.

Ускорение заряженных частиц наблюдалось не только на Солнце, но и вблизи Земли, Меркурия и Юпитера, т. е. планет со значительными магнитными полями. Детали механизма ускорения не вполне понятны, но известно, что он должен включать как вращение магнитных полей, так и их взаимодействие с солнечным ветром. Юпитер является настолько сильным источником электронов с энергией менее 30 МэВ, что преобладает над другими источниками, когда он лежит на силовой линии межпланетного магнитного поля, проходящей через Землю. Хотя источник усиленного потока ядер ^{4}He пока еще не установлен, можно предположить, что они генерируются при взаимодействии солнечного ветра с межзвездным газом во внешних областях Солнечной системы, где ветер затухает и не может уже течь однородным потоком.

Через несколько десятилетий мы сможем проводить непосредственные наблюдения в большей части Солнечной системы, благодаря чему будет достигнут определенный успех в понимании локального происхождения космических лучей и их распространения. Это позволит решить проблему происхождения галактических космических лучей, которые еще в течение долгого времени будут оставаться единственным веществом, приходящим к нам из областей Вселенной, расположенных вне Солнечной системы.

Пол Ивенсон

Лит.: K. M. Appragao, *Composition of Cosmic Radiation*, 1975; S. Hayakawa, *Cosmic Ray Physics*, 1969; F. B. McDonald and C. E. Fichtel (eds.), *High Energy Particles and Quanta in Astrophysics*, 1974; J. L. Osborne and A. W. Wolfendale (eds), *Origin of Cosmic Rays: Proceedings of the NATO Advanced Study Institute*, 1975; G. D. Rochester and A. W. Wolfendale (eds), A. discussion on the origin of the cosmic radiation, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, ser. A, 277: 317—501. 1974; K. Sakurai, *Physics of Solar Cosmic Rays*, 1974; A. W. Wolfendale (ed.), *Cosmic Rays at Ground Level*, 1977.

Красное море

Красное море расположено между Аравийским полуостровом и северо-восточной частью Африки. Его длина около 2000 км, ширина — 300 км, максимальная глубина примерно 2300 м. Батиметрия Красного моря до сих пор изучена плохо, потому что эхолотным измерениям препятствует обрывистость склонов и узость долин на изрезанном дне. Наиболее активно в настоящее время проводится геофизическое исследование подстилающих горных пород и геохимическое исследование горячих, плотных соляных растворов, обнаруженных в нескольких глубоких бассейнах в центральном секторе.

Геология и геофизика. Бассейн Красного моря представляет собой сложную систему рифтов, образовавшихся в течение нескольких периодов движений земной коры и сопутствующего вулканизма. В результате этих движений произошло разделение древних кристаллических плит Африки и Аравийского полуострова. Бассейн Красного моря является частью Восточно-Африканской системы разломов, простирающейся от Центральной Африки до Мертвого моря. Отрицательные гравитационные аномалии и незначительные магнитные аномалии наводят на мысль, что северная часть Красного моря и заливы Суэцкий и Акаба представляют собой сбросовые бассейны. В отличие от северной, центральная и южная части Красного моря имеют положительные гравитационные аномалии по краям и отрицательные над центром глубокого рифта, а также крайнюю магнитную неупорядоченность, особенно над глубокой срединной долиной. Это объясняется наличием сложной системы разломов, в которых поднявшаяся магма поглотила остатки более легкой породы земной коры (рис. 1).

Геологические исследования показали, что бассейн Красного моря сформировался в результате поворота и разделения четырех блоков коры, включающих Синайский полуостров и «Африканский рог». Результаты этих исследований несколько отличаются от выводов геофизики, согласно которым в северной части действовали силы сжатия. Однако и те и другие сходятся на том, что сложные структуры южной части образовались под действием сил напряжения и связанных с ними вулканических извержений. Сбросовые движения начались еще в среднем мезозое (около 150 млн. лет назад) и с тех пор продолжались без перерыва. Отложения в бассейне Красного моря датируются, самое раннее, миоценом (10—25 млн. лет назад). Разломы в вулканических породах эпохи плиоцена в районе Баб-эль-Мандебского пролива находят на мысль, что бассейн Красного моря открылся в Индийский океан, возможно, не ранее чем 10 млн. лет назад.

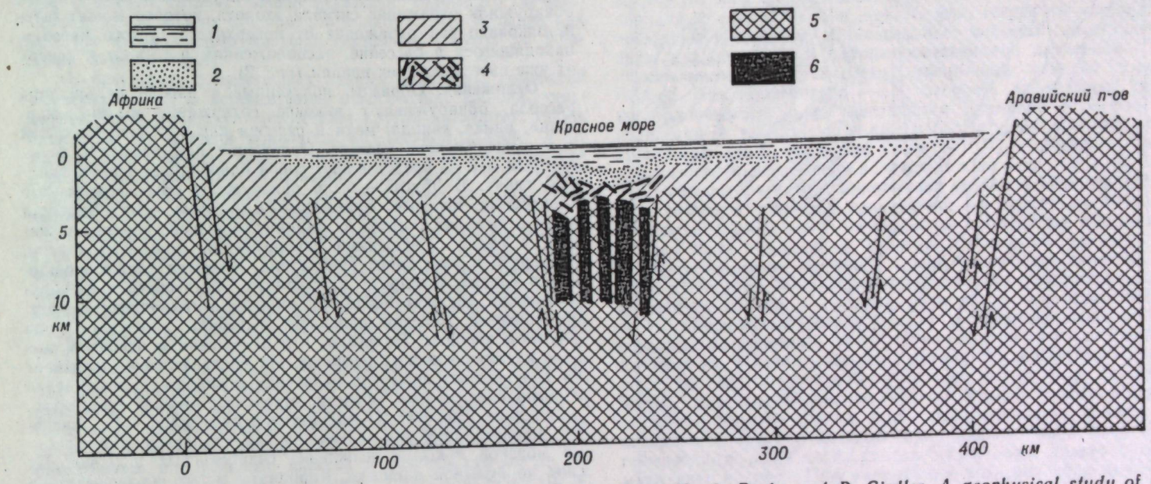


Рис. 1. Схема центральной и южной частей бассейна Красного моря. (*Из C. Drake and R. Girdler, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. J., 8: 473, 1964*)

1 — вода; *2* — кораллы, неконсолидированные отложения; *3* — карбонаты и эвапориты; *4* — отложения вулканического происхождения; *5* — породы, составляющие щит; *6* — основные интрузии.

Результаты изотопных исследований отложений указывают на то, что Красное море, очевидно, было полностью изолировано в течение по меньшей мере периода понижения уровня моря в плейстоцене и что в это время оно представляло собой эвапоритный бассейн. Более ранние исследования обнаружили полузатвердевшие слои в нескольких верхних метрах отложений. Эти слои можно связать с эвапоритными условиями, которые соответствовали ледниковым периодам. Уровень моря в ледниковые периоды понижался по меньшей мере на 100 м, а возможно, и больше.

Океанография. В бассейн Красного моря поступает поверхностная вода из Аденского залива, которая течет через проливы над порогом, находящимся всего лишь на глубине 125 м. Ни одна постоянная река не впадает в Красное море, а Суэцкий канал не может обеспечить сколько-нибудь существенного водообмена со Средиземным морем. Несколько океанографических судов, проходивших через Красное море за последние годы, собрали гидрографические данные. Изучение общей циркуляции в начале лета позволяет предположить, что на циркуляцию в Красном море испарение оказывает бо́льшее влияние, чем направление сезонных ветров (как утверждалось в более ранних работах). В северной части моря испарение достигает 210 см·год$^{-1}$. Потери на испарение компенсируются притоком из Аденского залива, поступающим в поверхностном слое. В конце лета северо-западные ветры временно создают мелководный поверхностный сток через проливы.

Благодаря особой термохалинной ситуации, обусловленной охлаждением и испарением текущих на северо-запад поверхностных вод, возникает неглубокое компенсирующее течение, вызванное градиентом плотности и несущее соленую воду обратно в проливы, где она переливается через порог и попадает в Аденский залив. Эти воды Красного моря можно проследить на промежуточных уровнях далеко в Индийском океане. В начале лета это течение, вероятно, зарождается в верхних 100—200 м Красного моря; следовательно, в течение года бывают периоды, когда огромная водная масса, расположенная ниже порога, не принимает участия в водообмене с внешними бассейнами.

Хорошо перемешанная вода, наполняющая бассейн Красного моря от горизонта 200 м до глубины более 2000 м, обнаруживает замечательную однородность свойств. Ее соленость почти постоянна и равна 40,6 ‰, а температура сохраняет значение, близкое к 22 °С. Она формируется и пополняется на поверхности в северной части в зимний период, когда охлаждение и испарение достигают максимума. При таких условиях даже в самых глубоких частях бассейна отсутствует стратификация и происходит непрерывная вентиляция за счет перемешивания с поверхностными водами. См. *Индийский океан, Морская вода, Океанские течения.*

Аномально горячая соленая вода. Кроме общих закономерностей, в Красном море обнаружено одно уникальное явление. Британское исследовательское судно «Дискавери» на основании прежних сообщений об аномально теплой соленой воде в глубоком изолированном центральном бассейне произвело предварительную батиметрическую рекогносцировку района и опустило термометры и водозаборники на дно глубочайшего бассейна, выявленного этим обследованием. То, что они обнаружили, разожгло «золотую лихорадку» океанографических исследований. Нижние 200 м маленького бассейна, расположенного примерно на горизонте 2200 м, наполняла самая горячая и самая соленая вода, когда-либо найденная в глубоком океане. Содержание соли по массе здесь превышает 25 %, тогда как нормальная соленость Красного моря — 4 %. Температура достигает 44 °С, причем «нормальная» придонная температура равна 22 °С, т. е. и так уже достаточно высокая. Относительное содержание составляющих солей заметно отличается от постоянных соотношений, характеризующих как морскую воду, так и рассолы, концентрированные из нормальной морской воды.

Одна из теорий, объясняющих это явление, предполагает, что горячий рассол имеет реликтовое происхождение, т. е. что он просочился из осадочной породы, где заключался с момента отложения осадков, вероятно, миллионы лет назад. В течение этого времени древние воды, возможно, мигрировали через более поздние отложения; они химически реагировали с минералами и, вероятно, с вулканическими жидкостями и газами. По мере погружения отложений температура рассола росла в соответствии с геотермическим градиентом. Химический состав рассолов Красного моря удовлетворительно совпадает с составом рассолов нефтяных колодцев реликтового происхождения. Проход для выхода рассолов мог образоваться в результате сброса или вулканической деятельности.

Другая теория считает, что эти проходы могли также обеспечить и проникновение воды вниз. Результаты изотопных исследований подтверждают, что источником рассолов

является сама вода Красного моря и что эти рассолы снова оказались во впадинах в результате подводного сброса. Таким образом, более ранние теории, утверждающие, что горячий рассол либо возник на поверхности испаряющей лагуны, либо представляет собой реликтовый раствор, образовавшийся во времена понижения уровня моря, находятся под вопросом.

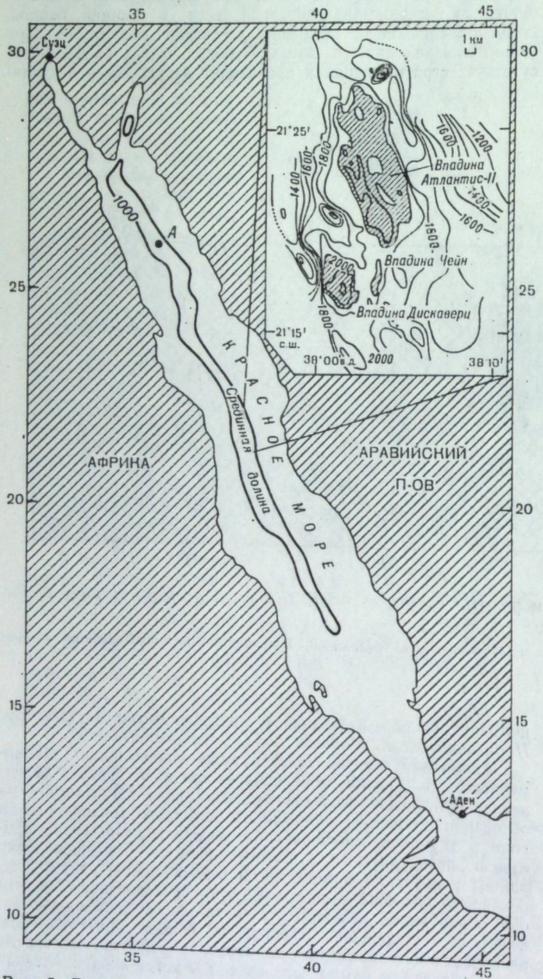


Рис. 2. Впадины, наполненные рассолом, в центре Красного моря. (*Из E. T. Degens and D. A. Ross, eds., Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, Venlay Inc., 1969*)

А — примерное местонахождение предполагаемой впадины с рассолом, по сообщению с исследовательского судна ЭССА «Океанограф».

Аномальные воды в отдельных бассейнах в центре Красного моря были открыты шведской глубоководной экспедицией, обнаружившей в 1948 г. воду, температура, соленость и содержание кислорода которой слегка отличались от нормальной вышележащей морской воды. В том же районе вслед за этими первыми наблюдениями во́ды с подобными свойствами изучались «Атлантисом» в 1958 г., «Атлантисом-II» в 1963 г. и «Дискавери» в 1963 г. Однако именно «Дискавери» во время второго визита 11 сентября 1964 г. впервые нашел и исследовал образцы исключительно горячих рассолов, свойства которых так сильно отличаются от всего, о чем сообщалось ранее. В 1965 г. «Атлантис-II» вернулся в тот же район; замеренная им температура воды достигала 56 °С, а значения солености совпадали со значениями, зарегистрированными «Дискавери». Примерно в то же самое время измерения температуры и солености с помощью недавно созданной электронной аппаратуры провело западногерманское океанографическое судно «Метеор». В 1966 г. судно «Чейн» Вудсхолского океанографического института в течение трех недель проводило наблюдения в районе горячего рассола в Красном море; была составлена подробная батиметрическая карта района, которая показывает, что на площади 15 × × 15 км (рис. 2) имеются три впадины, содержащие горячую соленую воду. Было обнаружено, что впадина Дискавери отделена от впадин, исследованных как «Атлантисом-II», так и «Атлантисом» на северо-западе, и была открыта новая впадина, названная впадиной Чейн, где температура и соленость достигают по меньшей мере 34 °С и 7,4 % соответственно. В начале 1967 г. на «Океанографе», исследовательском судне Управления научных служб охраны окружающей среды США, обнаружили отражение сигнала эхолота, которое может быть истолковано как отражение от поверхности густого рассола, находящегося в бассейне, расположенном в 630 км к северу от уже известных трех впадин (рис. 2).

Отложения. Образцы, полученные в районе нахождения рассола, обнаруживают высокое содержание железа, марганца, цинка, свинца, меди и серебра как в отложениях, так и в вышележащем рассоле. Отложения под рассолом в некоторых местах представляют собой однородную черную жидкую глину. В других — были обнаружены ярко окрашенные коричневые, красные, оранжевые и желтые слои. Большая часть отложений состоит из лимонитообразной гидроокиси железа в смеси с меньшими количествами монтмориллонита, сфалерита и аморфного кремнезема. Имеются также сообщения о следах ангидрита и доломита. Химические и минералогические анализы выявляют аморфные гидроокиси железа, обогащенные железом силикаты, сульфиды, окислы и соли угольной кислоты. Полагают, что отложения в основном выпали из вышележащих рассолов. Их распределение указывает на два главных процесса выпадения осадков: 1) охлаждение и выпадение вблизи области источника рассола (вероятно, во впадине Атлантис-II) силикатов и сульфидов и 2) окисление, происходящее при перемешивании с вышележащими слоями морской воды, и осаждение гидроокисных и окисловых свит по большой площади. Карбонаты могут образовываться либо просто при выделении CO_2 из рассола, либо при реакции морских карбонатных наносов с горячим рассолом.

Если предположить, что толщина отложений равна 10 м, то концентрация меди, цинка, серебра, золота во впадине Атлантис-II оценивается в 2 300 млн. долл. без учета расходов по добыче. Кроме того, эти отложения представляют большой интерес для геологов, так как они сходны с отложениями древней руды. Эти маленькие бассейны в Красном море дают уникальную возможность изучить в действии те же самые процессы, которые создали обширные и богатые докембрийские месторождения железных руд более 1 млрд. лет назад.

А. Конрад Нейман, Дэвид А. Росс

Лит.: P. Brewer, J. Riley, and F. Culkin, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, *Deep-Sea Res.*, 12: 497, 1965; E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, 1969; C. Drake and R. Girdler, A geophysical study of the Red Sea, *Geophys. J.*, 8: 473, 1964; J. Geveritz and G. Friedman, Deep sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification, *J. Sediment Petrol.*, 36: 143, 1966; J. Hunt et al., Red Sea: Detailed survey of hot brine areas, *Science*, 156: 514, 1967; A. Miller et al., Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, *Geochim. Cosmochim Acta*, 30: 341, 1966; D. Swartz and D. Arden, Jr., Geologic history of the Red Sea area, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 44: 1621, 1960.

Кратковременные геомагнитные вариации

Кратковременные изменения составляющих геомагнитного поля, вызванные процессами в ионосфере и магнитосфере; их максимальное значение составляет несколько процентов от спокойного уровня поля. Спектральный анализ этих вариаций с периодами менее нескольких суток обнаруживает дискретные пики на 24, 12, 8, 6 и 3 ч с плавным уменьшением амплитуды при убывании периода T до 0,3 с (амплитуда пропорциональна T^{-1} или T^{-2}). Более резкие изменения имеют меньший период и происходят при возрастании уровня возмущенности, особенно вблизи зоны полярных сияний.

24-часовая (суточная) вариация горизонтальной магнитной H-составляющей составляет примерно 40 нТл в средних широтах и около 120 нТл на магнитном экваторе. Эти вариации, хорошо видимые на магнитограммах при слабой солнечной активности, называются S_q-вариациями. Они вызываются электрическими токами в слое E ионосферы на высоте 100 км, где ветры переносят заряженные частицы поперек магнитного поля Земли (динамоэффект). Так как ионизация возникает вследствие непосредственного воздействия ультрафиолетового излучения Солнца, то эти токи наблюдаются главным образом в дневное время и особенно сильны в подсолнечной точке. Зависимость тока от направления ветра по отношению к направлению магнитного поля в данной точке приводит к резкому увеличению интенсивности тока в районе магнитного экватора. Суточная вариация отчасти обусловлена вращением Земли внутри магнитосферы, форма которой на дневной и ночной стороне сильно искажена солнечным ветром. Спектральный анализ S_q-вариации обнаруживает большой пик из 24 ч и значительно меньшие гармоники (вплоть до 3-часовой составляющей).

В результате полусуточных лунных приливных колебаний атмосферы слой E перемещается относительно главного магнитного поля Земли, что индуцирует другой динамоток, также зависящий от степени ионизации на дневной стороне и от направления главного поля. При анализе этих геомагнитных лунных вариаций (L) используется тот факт, что лунные приливные сутки на 50,5 мин длиннее солнечных. L-вариации примерно в 20 раз слабее S_q-вариаций.

Временные увеличения проводимости, вызванные ионизацией рентгеновским излучением солнечных вспышек, или уменьшения ионизации, возникающие в результате солнечных затмений, могут изменять динамотоки, вызывающие S_q- и L-вариации. Эти вариации длятся от нескольких минут до часа, причем их максимальная амплитуда редко превышает 10 нТл.

Активность, связанная с геомагнитными бурями, вызывает быстрые вариации геомагнитного поля во всем спектре его колебаний вплоть до таких коротких периодов, как 0,3 с. Обычно на магнитограммах наблюдаются иррегулярные пульсации *Pi* и плавные (непрерывные) пульсации *Pc*. Последние разделяются на несколько классов в зависимости от их периодов: *Pc*5, *Pc*4 — несколько минут; *Pc*3, *Pc*2 — 30—15 с; *Pc*1 — около 1 с; амплитуды этих пульсаций составляют около 10, 0,3 и 0,05 нТл соответственно. Эти колебания представляют собой гидромагнитные волны, периоды и амплитуды которых зависят от плотности заряженных частиц и конфигурации главного магнитного поля внутри магнитосферы, а также от условий прохождения их энергии через ионосферу. Амплитуды колебаний обычно зависят от широты так же, как амплитуды магнитных бурь. Все эти быстрые колебания, за исключением *Pc*1, тесно связаны с флуктуациями свечения полярных сияний. При усреднении за большое число дней спектральные пики (в интервале от 3 ч до 0,3 с), как правило, не наблюдаются вследствие изменений резонансных частот *Pc* и преобладания пульсации *Pi*. См. *Атмосферные приливы, Геомагнетизм, Геомагнитная буря, Ионосфера, Магнитосфера, Полярное сияние.*

Уоллес Г. Кэмпбелл

Лит.: S. Matsushita and W. H. Campbell, *Physics of Geomagnetic phenomena*, 1967.

Лёд суши

Вода в замерзшем, или твердом, состоянии представляет собой гексагонально кристаллизующийся двупреломляющий минерал, известный под названием льда. Льды суши встречаются в форме временных (сезонных) образований, появляющихся в холодное время года, и в виде многолетнего ледяного покрова, включающего наземные ледники, плавучие, сползающие с берега шельфовые ледники, а также подземные льды в районах вечной мерзлоты.

Ледники в прошлые эпохи и в современный период. При современных климатических условиях квазипостоянный ледяной покров суши состоит преимущественно из ледников. Ледники покрывают примерно 10 % всей площади суши (14 972 138 км² по оценке Флинта в 1957 г.), причем 96 % ледникового льда находится в Гренландии (1 726 400 км²) и Антарктиде (12 650 000 км²) и только 4 % — в горных и субполярных районах. В период максимального распространения ледников в плейстоценовую эпоху оледенения они занимали 32 % площади суши. Точно подсчитать общий объем льдов суши невозможно, так как данных о толщине антарктического ледникового щита еще недостаточно. По предварительной оценке Флинта (1957 г.), объем современных ледников составляет примерно $24 \cdot 10^6$ км³, что «эквивалентно слою воды на площади современных океанов, равному примерно 59 м». Попыток оценить объем подземных льдов в районах вечной мерзлоты пока не предпринималось.

Свойства льдов суши. Лед — один из минералов, наиболее распространенных на поверхности Земли. Обычно он прозрачен и бесцветен, но в больших компактных массах приобретает ярко-голубой цвет. Прочие физические свойства льда меняются в широких пределах в зависимости от его температуры, давления, ориентации кристаллов и плотности. Например, прочность льда зависит от температуры льда, а микротвердость по отношению к царапинам меняется с ориентацией кристаллографических плоскостей. По шкале микротвердости, или шкале Моса, при 0 °С лед имеет твердость порядка 2 единиц, а при —44 °С его твердость составляет примерно 4 единицы. Одновременно меняется пластичность льда, или способность деформироваться под давлением. При низкой температуре скорость деформации заметно уменьшается. При температуре —1 °С скорость деформации поликристаллического льда уменьшается примерно в 5 раз по сравнению с ее значением при 0 °С. По данным Глена, при понижении температуры от 0 до —10 °С способность льда противостоять деформации возрастает в 25 раз.

Особые термогидродинамические свойства. Изменения гидростатического давления практически не влияют на скорость деформации льда, как и на скорость деформации жидкостей. Однако при возрастании давления снижается температура таяния — примерно на 0,0075 °С при увеличении давления на одну атмосферу. Вследствие этого температура таяния льда на разных глубинах в толще льда полностью определяется весом вышерасположенной массы, и поэтому используется специальный термин — температура таяния под давлением. Катание на коньках возможно именно благодаря такой особенности льда. Лезвие конька создает достаточное давление, чтобы вызвать образование тонкой пленки воды, которая служит в качестве смазки. Аналогично, таяние на контактной поверхности будет отмечаться при вдавливании в блок льда проволоки и даже тогда, когда куски льда просто прижимают друг к другу. При уменьшении давления вода повторно замерзает, соединяя лед в сплошную массу. Этот процесс называется режеляцией.

Разновидности льда. В природе встречается только одна обычная форма, или фаза, замерзшей воды — лед I. Кроме нее существуют пять других устойчивых и одна неустойчивая разновидности льда. Однако они появляются лишь при огромном давлении и могут быть получены только в лабораторных условиях. Устойчивые, но необычные формы льда известны как модификации II, III, V, VI и VII; модификация IV является неустойчивой. Перечисленные разновидности льда при уменьшении давления превращаются в обычный природный лед, воду или в то и другое. В таблице приведены значения давления и температуры (тройные точки на диаграмме состояния), при которых появляются эти формы и частично сохраняется жидкая фаза.

Соотношение между температурой и давлением, при которых наблюдаются различные формы льда и жидкая фаза [1]

Форма	Температура, °С	Давление, атм
Вода; лед I, III	—22,0	2 047
Лед I, II, III	—34,7	2 100
Вода; лед III, V	—17,0	3 417
Лед II, II, V	—24,3	3 397
Вода; лед V, VI	0,16	6 175
Вода; лед VI, VII	81,6	21 700

[1] Согласно данным, опубликованным в 1940 г. N. E. Dorsey.

Физические параметры сплошного льда. Поскольку лед представляет собой скопление отдельных кристаллов, его можно рассматривать как монокристаллическую породу. Замерзшая вода в виде снега или фирна генетически сходна с осадочными породами. (Аналогично, озерный, речной, морской и искусственный лед из морозильных установок можно уподобить изверженной породе, а глетчерный лед — метаморфической породе.) В сухом состоянии все эти виды льда плохо проводят электричество. Например, холодный сухой лед имеет удельное сопротивление 10^{11} Ом·м для постоянного тока и переменного тока низкой частоты и $3 \cdot 10^5$ Ом·м при частоте тока 60 кГц. Диэлектрическая постоянная для тока низкой частоты при температуре 0 °С равна 74,6, а для тока

высокой частоты и при очень низких температурах понижается до 3,0. Лед плохой проводник тепла.

Мейнард М. Миллер

Лит.: Физика льда/Под ред. В. В. Богородского.— Труды ААНИИ, 1970, вып. 295; N. E. Dorsey, *Properties of Ordinary Water-Substance*, ACS Monogr. no. 81, reprint, 1954; R. F. Flint, *Glacial and Quarternary Geology*, 1971; J. W. Glen, The creep of polycrystalline ice, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 228: 528—529, 1955; M. M. Miller, *Glaciothermal Studies on the Taku Glacier, Alaska*, Ass. Int. Hydrol. Publ. no. 39, 1954; A. Post and E. R. LaChapelle, *Glacier Ice*, 1971, *Review of the Properties of Snow and Ice*, Snow, Ice, and Permafrost Research Establishment, U. S. Army Corps of Engineers Rep. no. 4, 1951.

Ледяной остров

Одно из крупных образований плавучего арктического льда неправильной формы толщиной от 6 до 60 м и площадью до 1000 км². Ледяные острова порождает ледниковый покров Канадского Арктического архипелага и Гренландии. В этом заключается их отличие от айсбергов, порождаемых горными ледниками Гренландии, меньших по размеру и имеющих еще

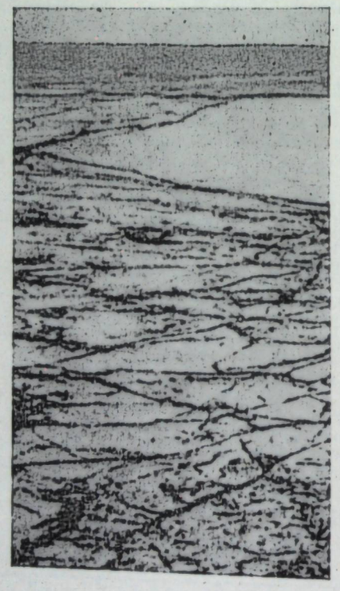


Рис. 1. Ледяной остров Т-3. *(Служебная фотография USAF Cambridge Research Center, Mass.)*

более неровные очертания. Поверхность ледяных островов намного ровнее поверхности окружающего пакового льда (толщиной до 6 м), который преобладает в Северном Ледовитом океане. Ледяные острова с их ровной приподнятой поверхностью привлекли внимание экипажей самолетов — разведчиков ВВС США еще в 1946 г. (рис. 1). С того времени зафиксировано около 100 ледяных островов, главным образом — в многочисленных заливах и проливах Канадского Арктического архипелага.

Характер и образование. Ледяные острова имеют столообразную поверхность, лишенную гряд сжатия, которые характерны для пакового льда. Летом, когда по поверхности острова бегут потоки талой воды, на ней образуются длинные узкие дренажные каналы. Наличие камней на поверхности льда, слоев пыли, а также остатков животных и растительных организмов в его толще свидетельствует о том, что в свое время ледяные острова были тесно связаны с сушей.

Почти все ледяные острова порождаются шельфовым ледником Уорд-Хант — массивом льда размерами 110×20 км, отколовшимся от материкового ледникового покрова и расположенным между пр. Мак-Клинток и Маркхем у северного побережья о. Элсмир. Этот хорошо изученный ледник по своим свойствам близок к ледяным островам.

Шельфовый ледник Уорд-Хант сильно уменьшился в размерах по сравнению с 1875 г., когда на нем впервые побывал Нэрс, и с 1906 г., когда его посетил Пири. Зимой 1961-62 г. шельфовый ледник Уорд-Хант претерпел драматическую эволюцию — от его внутренней северной части (площадью около 700 км²) откололись сразу пять ледяных островов. Самый крупный из них, WH-5 (размерам около 20 × 10 км), вначале дрейфовавший к востоку, в конце концов повернул на юг и вышел в пр. Робсон. Он продолжал дрейфовать к югу через Баффинов залив и в 1964 г. разрушился в районе между Лабрадором и Ньюфаундлендом. Остальные четыре острова дрейфовали к западу и к югу вдоль северных берегов Канадских островов.

Вероятно, ледяные острова откалываются от шельфового льда в периоды потеплений Арктики. Шельфовый лед, толщина которого достигает 30 м и более, наращивается веками, и скорость его роста зависит от общего состояния климата. См. *Айсберг, Морской лед.*

Научные исследования. В марте 1952 г. на один из ледяных островов, обозначенный Т-3, была произведена высадка. Этот остров известен также под названием Ледяной остров Флетчера (в честь полковника Флетчера, руководившего первой операцией такого рода). На острове работали экспедиции с марта 1952 г. по май 1954 г., с апреля по сентябрь 1955 г. и с апреля 1957 г. по сентябрь 1961 г., когда остров сел на мель на шельфе в 150 км к северо-западу от м. Барроу, Аляска. Вскоре он вновь оказался на плаву, и в феврале 1962 г. станция была восстановлена и работала постоянно до 1969 г. В 1952 г. была произведена высадка и на Т-1, первый открытый ледяной остров и самый крупный из них, однако какого-либо постоянного оборудования на нем установлено не было. Советский Союз также организовал на ледяном острове одну из своих дрейфующих станций; она работала с 1956 г. по 1959 г., и за это время не возникало ни каких-либо существенных изменений в состоянии льда, ни ситуаций, опасных для лагеря, что еще раз доказывает целесообразность использования ледяных островов как научно-исследовательских платформ; в то же время восемь советских станций, дрейфовавших на паковом льду, передислоцировались в общей сложности 57 раз. В 1961 г. руководство операциями по высадке и снабжению ледовых станций США, дрейфующих в Северном Ледовитом океане, перешло от ВВС к ВМС. В 1961 г. на ледяном острове размерами 6 × 4 км и толщиной от 6 до 24 м Военно-морской арктической исследовательской лабораторией в Барроу, Аляска, была организована станция ARLIS-II (Арктическая исследовательская ледовая станция-лаборатория II).

Ледяные острова представляют собой превосходную платформу для исследования Арктики. Они дрейфуют через Северный Ледовитый океан прихотливым курсом, диктуемым ветрами и течениями (рис. 2). Существуют два вида дрейфа ледяных островов: по часовой стрелке в западном секторе Арктики, как, например, дрейфовала Т-3, и по прямой через Полярный бассейн с выходом в Гренландское море (ARLIS-II). Остров Т-3 начиная с 1952 г. совершил в пределах западной части Полярного бассейна два круговых оборота со средней скоростью 1 оборот за 9 лет. Станция ARLIS-II продрейфовала от северных берегов Аляски через Северный Ледовитый океан и достигла побережья Гренландии. В марте 1965 г. она была эвакуирована ледоколом в Датском проливе, между Гренландией и Исландией; позднее остатки этого ледяного острова видели у южного берега Гренландии.

Ледяные острова широко используются как базы для научно-исследовательских станций. Станция Т-3, ARLIS-II и СП-6 служили платформой для проведения метеорологических, океанографических, геофизических исследований полярных районов, а также для изучения верхней атмосферы Арктики. В 1969 г. остров Т-3 был единственным ледяным островом, использовавшимся как база для научных исследований. Исследовательская программа, осуществлявшаяся на Т-3 в Северном Ледовитом океане, была основана на тех же принципах, что и судовые океанографические наблюдения в других океанах. Местоположение ледяного острова определялось методами астрономической навигации и с помощью спутниковой навигационной системы ВМС США; постоянно велось эхозондирование океанских глубин; регулярно регистрировались магнитное и гравитационное поля Земли; несколько раз в сутки выполнялись приземные и высотные метеорологические наблюдения; через прорубь, проделанную в паковом льду вблизи острова, в глубины океана опускались с помощью лебедки сети и батометры; и, наконец, регулярно

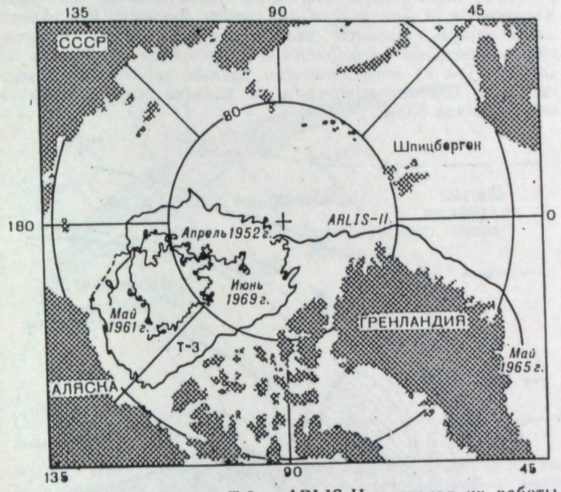


Рис. 2. Дрейф станций Т-3 и ARLIS-II в период их работы.

производилось взятие проб осадков и фотографирование дна океана. См. *Северный Ледовитый океан.*

Кеннет Л. Ханкинс

Лит.: H. Landsberg (ed.), *Advanced in Geophysics*, vol. 3, 1956; J. Sater (ed.), *Arctic Drifting Stations: A Report on Activities Supported by the Office of Naval Research*, 1968; B. Staib, *On Skis Toward the North Pole*, 1965; T. Weeks and R. Mather, *Ice Island: Polar Science and the Arctic Research Laboratory*, 1965.

Линия сдвига ветра

Линия, при переходе через которую отмечается резкое изменение скорости или направления ветра. В северном полушарии быстрая смена направления ветра с восточного или юго-восточного на южное или юго-западное наблюдается обычно при прохождении теплого фронта; для холодного фронта или линии шквалов характерен переход от южного или юго-западного ветра к западному или северному. Прохождение линий сдвига обычно сопровождается заметными изменениями погоды. Наименьшее атмосферное давление отмечается, как правило, на линии сдвига, связанной с холодным фронтом. См. *Линия шквала, Фронт.*

Честер У. Ньютон

Линия шквала

Грозовая зона, вблизи передней границы которой вдоль фронта образуются шквальные ветры. Эта область шириной 20—50 км и длиной от нескольких сотен до 2000 км, перемещается с характерной скоростью 15 м·с⁻¹ в течение 6—12 ч или более. В США жестокие шквальные ветры чаще всего наблюдаются весной и в начале лета, когда вторгающийся морской тропический воздух смещается к северу вдоль восточных склонов Скалистых гор и взаимодействует с циклонами полярного фронта. С точки зрения материального ущерба линии шквалов приближаются к ураганам, но в неукоторых нуждающихся в увлажнении районах это явление, сопровождающееся выпадением осадков, может рассматриваться как полезное. См. *Шквал.*

Линия шквалов может проявляться в виде сплошного облачного вала, перед которым движется пелена плотных перистых облаков. Особо опасные явления погоды наблюдаются в областях, через которые проходят многочисленные очаги гроз. Прохождение гроз сопровождается сильным порывистым ветром, который в начале грозы обычно меняет направление; быстрым падением температуры; сильным дождем, громом, молнией, а часто также градом и образованием торнадо. Конвективные облака, простирающиеся до высоты 10—15 км, представляют большую опасность для самолетов, но встречи с ними можно избежать, располагая показаниями радиолокатора.

Для образования линии шквала необходимо, чтобы неустойчиво стратифицированная воздушная масса содержала большое количество водяного пара в нижнем слое толщиной 1—3 км. При этом воздух, поднимающийся вверх из нижнего слоя, за счет высвобождения теплоты фазовых переходов воды оказывается на верхних уровнях заметно теплее, чем окружающее пространство. Характеристики макромасштабных процессов могут быть различными; типичный пример интенсивного теплого вторжения приведен на рис. 1. На нижних уровнях теплый влажный воздух, образовавшийся над Мек-

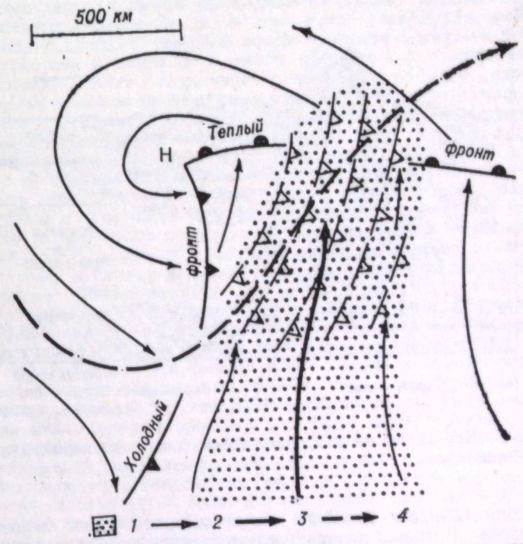


Рис. 1. Линия шквалов, перемещающаяся к востоку через теплый сектор циклона, в котором наблюдается вынос неустойчивого влажного воздуха к северу. Такое положение линии шквалов способствует активизации процессов грозообразования.

1 — влажный воздух в теплом секторе циклона; *2* — приземные потоки; *3* и *4* — оси струйных течений на высотах примерно 1 км и 10—12 км соответственно.

сиканским заливом, смещается к северу. Этот процесс, часто сопровождающийся охлаждением воздушной массы на верхних уровнях при ее приближении к холодной высотной ложбине, может способствовать установлению неустойчивой стратификации. См. *Гроза.*

Неустойчивость воздушной массы может быть обусловлена различными процессами. В районах, расположенных вниз по потоку от высотной ложбины, особенно вблизи струйного течения, наблюдается крупномасштабный слабый подъем воздуха. Если такой подъем продолжается в течение нескольких часов, то вполне возможно возникновение неустойчивости. В других случаях развитию конвекции может способствовать фронтальный подъем воздуха. Одним из важнейших факторов является также нагревание поверхности Земли солнечной радиацией. Давно замечено, что грозовая деятельность чаще всего разливается после полудня, но иногда линии шквалов образуются и ночью. Определенное сочетание термодинамических процессов часто обеспечивает сохранение линий шквала при их прохождении через язык неустойчивого воздуха, как это показано на рис. 1. Линии шквала, образующиеся после полудня над равнинными штатами США, часто достигают районов Среднего Запада страны ночью. См. *Шторм.*

На рис. 2 представлен вертикальный разрез простейшей схемы циркуляции в очаге грозовой деятельности (в плоскости, перпендикулярной линии шквалов). Наклон линий тока связан с наличием вертикального сдвига в фоновом потоке. Благодаря частичному сохранению горизонтальной составляющей количества движения, основание поднимающегося столба воздуха отстает от вершины в передней части образования. В нисходящих потоках воздух, поступающий со средних уров-

ней, имеет большую составляющую количества движения и вытесняет вверх влажный воздух нижних слоев, поддерживая восходящие токи. Силы плавучести, возникающие за счет высвобождения тепла фазовых переходов воды, способствуют развитию восходящих струй, на осях которых вертикальная скорость вблизи тропопаузы может достигать 30—60 м·с$^{-1}$. Дождь, выпадающий в восходящих потоках, частично испаряется в нисходящей ветви циркуляции, где воздух, попадающий в эту область со средних уровней, достаточно сух. Охлаждаясь за счет затрат тепла на испарение, этот воздух опускается вниз и приводит к растеканию плотного воздуха в нижнем слое толщиной 1—2 км. Это объясняет наличие

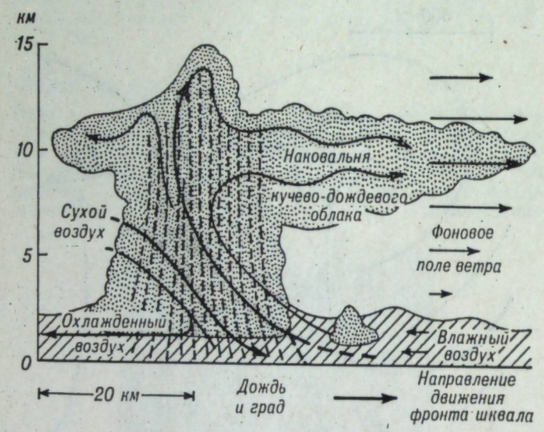


Рис. 2. Вертикальный разрез грозового очага, возникшего на линии шквала.

области высокого давления вблизи поверхности за линией шквалов. В одном очаге грозовой деятельности диаметром около 20 км, образовавшемся на линии шквалов, может сконденсироваться 5—10 кт водяного пара в секунду. Половина сконденсировавшейся влаги снова испаряется в зоне шквала, а оставшаяся часть достигает поверхности в виде дождя и града.

Честер У. Ньютон

Лит.: L. J. Battan, *The Thunderstorm*, 1964; C. W. Newton, Severe convective storms, in *Advances in Geophysics*, vol. 12, 1967.

Ложное Солнце

Одно или два ярких пятна (паргелии), видимые по обеим сторонам Солнца или Луны. Как правило, та их сторона, которая ближе к Солнцу, красного цвета. Они образованы в результате преломления света в чередующихся гранях, плакальной осью симметрии. Их угловое расстояние от Солнца увеличивается от 22°, когда Солнце находится на горизонте, до 46°, когда высота Солнца достигает 60°. Если Солнце находится вблизи горизонта, паргелии расположены во внутреннем гало, а при большей высоте Солнца они приближаются к внешнему гало. Паргелии — это второе из наиболее распространенных явлений, входящих в понятие гало. См. *Гало.*

Зденек Секера

Магнитосфера

Область окружающего Землю космического пространства, физические процессы в которой зависят главным образом от напряженности геомагнитного поля. Принято считать, что магнитосфера начинается на высоте около 100 км, что соответствует области *E* ионосферы, и простирается вплоть до магнитопаузы, за которой начинается уже межпланетная среда. По своей форме магнитосфера напоминает комету с длинным хвостом, простирающимся по направлению от Солнца (рис. 1). См. *Ионосфера.*

Геоцентрическое расстояние до «носа» магнитосферы обычно составляет около 10 радиусов Земли ($R_з \simeq 6400$ км), однако оно может изменяться от 6 до 14 $R_з$ в зависимости от условий в межпланетной среде. Вдоль утреннего и вечернего меридианов и над полюсами Земли геоцентрическое расстояние магнитопаузы обычно составляет 15 $R_з$. Поперечные размеры магнитосферы постепенно увеличиваются по мере удаления ее от Земли, и на расстоянии Луны (60 $R_з$) радиус магнитосферы становится равным примерно 20 $R_з$. Магнитосфера постепенно расширяется с увеличением расстояния от Солнца. Тем не менее, согласно данным наблюдений с космического корабля «Пионер-6», ее влияние сказывается еще на расстоянии 800 $R_з$.

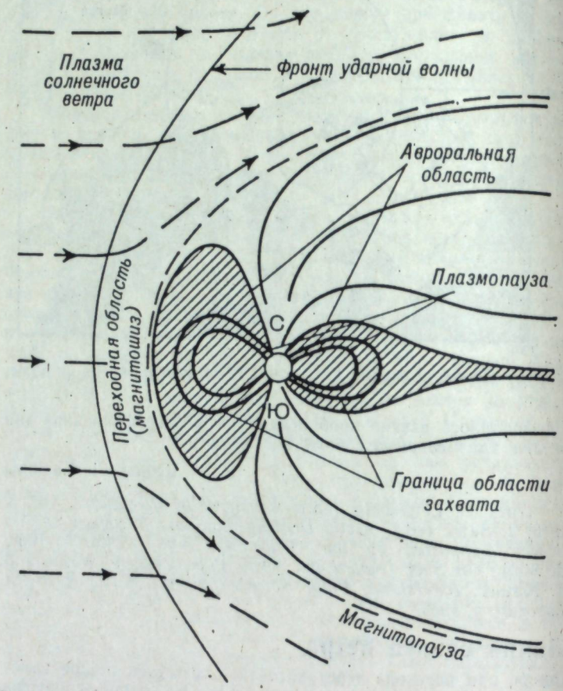


Рис. 1. Строение магнитосферы в плоскости, содержащей линию Солнце—Земля и геомагнитную ось.

Области открытых магнитных силовых линий (хвост) не заштрихованы, область закрытых силовых линий (тороидальная область) заштрихована. Захваченные энергичные частицы существуют во всей тороидальной области, но вне плазмопаузы они сравнительно неустойчивы и стремятся осаждаться в верхние слои атмосферы, где вызывают полярные сияния.

Наблюдения всплесков солнечных электронов внутри хвоста магнитосферы показали, что его длина не превышает $2 \cdot 10^7$ км (около 3000 $R_з$). Согласно теоретическим расчетам, длина хвоста изменяется от нескольких сотен до нескольких тысяч радиусов Земли, что согласуется с данными наблюдений.

Форма магнитосферы. Определяется давлением солнечного ветра на магнитопаузу. На обращенной к Солнцу стороне магнитопаузы главную роль играет нормальное напряжение, причем можно рассчитать форму магнитопаузы, приравнивая давление солнечного ветра вне магнитопаузы магнитному давлению внутри нее. Так как скорость солнечного ветра сверхзвуковая, то перед магнитопаузой в нем возникает ударная волна, а в сравнительно тонкой переходной области между ударной волной и магнитопаузой давление должно быть приблизительно равно локальному кинетическому давлению солнечного ветра

$$p \simeq nmV^2 \cos^2 \theta, \qquad (1)$$

где p — давление в переходной области, n — концентрация частиц, V — скорость солнечного ветра перед ударной волной, m — средняя масса ионов в солнечном ветре, θ — угол между направлением солнечного ветра и нормалью к ударной волне и магнитопаузе. Напряженность магнитного поля (B_1) внутри магнитопаузы на передней стороне магнитосферы приблизительно вдвое больше напряженности поля геомагнитного диполя. Удвоение напряженности поля вызвано токами, текущими на самой магнитопаузе. Пример теоретически рассчи-

танной формы магнитосферы, полученной из уравнения $p = B_1^2/8\pi$, приведен на рис. 2. Теоретическая форма хорошо согласуется с данными наблюдений, что видно из рис. 3.

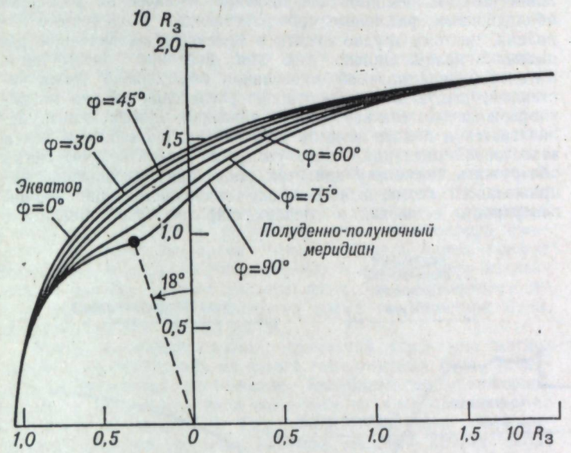


Рис. 2. Теоретическая форма магнитопаузы в плоскости, содержащей линию Солнце—Земля и составляющей угол φ с плоскостью геомагнитного экватора.

Существование стоячей ударной волны в солнечном ветре на обращенной к Солнцу стороне магнитосферы (см. рис. 1) было теоретически предсказано, так как солнечный ветер является сверхзвуковым и при обтекании таким потоком препятствия (магнитосферы) его свойства должны резко изменяться. Положение ударной волны может быть рассчитано с помощью обычных методов аэродинамики при условии, что

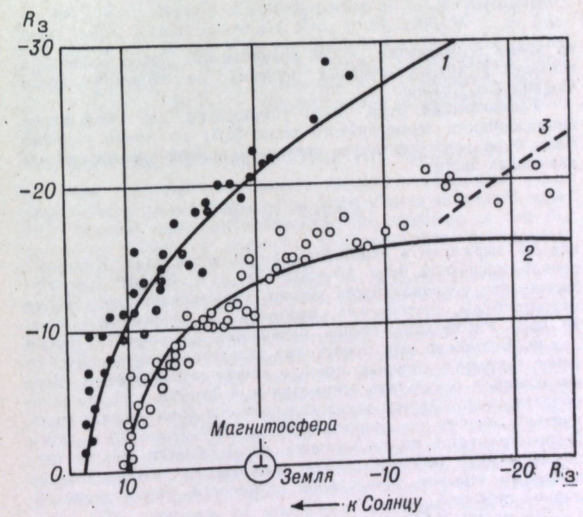


Рис. 3. Положение ударной волны (точки) и магнитопаузы (кружки) по наблюдениям со спутника «Эксплорер-18» (IMP1). (*По N. F. Ness*)

Сплошные линии — результаты расчета положения ударной волны (*1*) и магнитопаузы (*2*) для средних условий в солнечном ветре; *3* — область пространства, где магнитопауза несколько раз наблюдалась со спутника «Эксплорер-10».

форма магнитосферы известна. Из рис. 3 видно, что между рассчитанными и наблюдаемыми положениями ударной волны существует хорошее согласие. Наиболее примечательная особенность ударной волны состоит в том, что средний свободный пробег частиц в солнечном ветре у орбиты Земли составляет около 10^{13} см, а толщина фронта ударной волны не превышает нескольких сотен километров, т. е. примерно равна гирорадиусу протона в межпланетном магнитном поле вблизи Земли. Поэтому при расчетах столкновениями между частицами можно пренебречь. Это единственный случай обнаружения бесстолкновительной ударной волны в природе.

Хвост магнитосферы. Геометрию хвоста магнитосферы нельзя определить из условия равенства давлений. В противном случае напряженность магнитного поля в хвосте была бы очень малой и составляла бы только малую часть дипольного магнитного поля Земли. В действительности полное количество магнитного потока, содержащегося в хвосте, весьма велико — хвост включает в себя все силовые линии, входящие в Землю (или выходящие из нее) в области радиусом примерно 1500 км вокруг геомагнитных полюсов. Магнитные силовые линии в хвосте не изгибаются плавно, соединяя обе полярные области Земли, а идут почти параллельно линии Земля—Солнце. В северной половине хвоста магнитное поле направлено к Земле, а в южной половине — от Земли. Обе половины хвоста разделены тонким нейтральным слоем с очень малой напряженностью магнитного поля, содержащим плазму, достаточно плотную, чтобы препятствовать соединению противоположно направленных силовых линий в половинах хвоста. Некоторые магнитные силовые линии в хвосте все же соединяются через нейтральный слой, но большая их часть переходит в силовые линии межпланетного поля. В связи с этим магнитная силовая линия, выходящая из южного геомагнитного полюса, не входит в северный геомагнитный полюс, а уходит в межпланетное пространство и затем подходит к Солнцу или даже выходит за пределы Солнечной системы. Вышеописанную структуру хвоста магнитосферы подтверждают следующие наблюдения: низкоэнергичные (40 кэВ) электроны, выброшенные из солнечных вспышек, наблюдались в хвосте, причем они двигались по направлению к Земле. Так как эти частицы могут двигаться только параллельно магнитным силовым линиям, это означает, что силовые линии в хвосте связаны с магнитными силовыми линиями межпланетного пространства. Хвост магнитосферы должен образоваться под действием поперечных, или «вязких», напряжений, вызываемых солнечным ветром в магнитопаузе. Механизм этого воздействия, вероятно, состоит в пересоединении силовых линий геомагнитного поля с линиями межпланетного поля перед обращенной к Солнцу стороной магнитосферы и последующем переносе силовых линий солнечным ветром на ночную сторону магнитосферы, т. е. по направлению от Солнца. Во время этого процесса энергия солнечного ветра превращается в магнитную энергию в хвосте магнитосферы, причем полный магнитный поток в хвосте растет за счет магнитного потока в передней части магнитосферы, который непрерывно истощается. Однако хвост не может расти до бесконечности, поскольку магнитные силовые линии будут пересоединяться через нейтральный слой и затем, сжимаясь, переходить в замкнутые геомагнитные силовые линии вблизи Земли. Таким образом, в магнитосфере должна происходить непрерывная циркуляция магнитных силовых линий, причем хвост магнитосферы образуется как побочный продукт основного процесса, вызывающего эту циркуляцию и состоящего в истощении фронта магнитопаузы солнечным ветром. Эта циркуляция приводит к возникновению слабо меняющегося электрического поля, которое, как полагают, служит причиной различных явлений в магнитосфере — полярных сияний, геомагнитных бурь и образования поясов захваченной радиации. См. *Геомагнитная буря, Полярное сияние, Радиационные пояса.*

Тороидальная область. Магнитосферу можно уподобить тороидальной области («бублику») с замкнутыми магнитными силовыми линиями, исходящими из земной поверхности на геомагнитных широтах (Λ) меньше 70—75°, и с пучками открытых (незамкнутых) силовых линий, исходящих из полярных областей ($\Lambda \geqslant 70 - 75°$). Однако между магнитными потоками в открытых и замкнутых областях происходит непрерывный обмен, и граница между этими областями может перемещаться от $\Lambda \simeq 65°$ до $\Lambda \simeq 90°$, по крайней мере в некоторых секторах. Тороидальная область значительно вытянута на ночной стороне Земли и несколько сплющена на дневной, но поле в целом имеет дипольный характер, особенно для широт $\Lambda \leqslant 60°$. Энергичные заряженные частицы могут оставаться захваченными внутри тороидальной области в течение сравнительно долгого времени — именно в этой области были обнаружены так называемые пояса захваченной радиации. Напротив, открытые магнитные силовые линии в хвосте не могут действовать как ловушки, и находящиеся в хвосте частицы должны двигаться или к Земле, или от нее. Энергичные частицы часто обнаруживают вблизи нейтрального слоя в хвосте, но это, вероятно, связано с тем, что внешняя гра-

ница тороидальной области на ночной стороне, имеющая вид выступа (каспа), временами отходит дальше от Земли.

Магнитосферная плазма. Низкоэнергичная плазма, состоящая из частиц с энергиями менее нескольких электронвольт, заполняет всю тороидальную область. Это было обнаружено путем непосредственных наблюдений на космических аппаратах и наземных наблюдений за свистящими атмосфериками, очень низкочастотными (1—10 кГц) радиоволнами, возникающими в молниевых разрядах и распространяющимися внутри волноводов, направленных вдоль силовых линий геомагнитного поля. По-видимому, магнитосферная плазма является продолжением ионосферы и состоит главным образом из легких ионов (H^+, He^+), образованных из нейтральных атомов атмосферы в процессе фотоионизации солнеными излучением. Однако эта плазма обладает одним замечательным свойством: ее концентрация резко падает (в 10 раз и более) при переходе через слой геомагнитных силовых линий, пересекающих земную поверхность на широте $\Lambda \simeq 60°$ (см. рис. 1). Внутри этого слоя, называемого плазмопаузой, плазма, по-видимому, находится в диффузионном равновесии с ионосферой, но вне плазмопаузы ее концентрация очень мала (менее 10 $см^{-3}$ вблизи экваториальной плоскости магнитосферы) и, конечно, диффузионное равновесие нарушается. Вероятное объяснение этого явления состоит в том, что плазмопауза образует внутреннюю границу тех геомагнитных силовых линий, которые еще недавно были открытыми, а затем вошли в тороидальную область. Когда силовые линии образуют часть хвоста, плазма может свободно вытекать в космическое пространство, двигаясь вдоль силовых линий. Новые ионы и электроны, образовавшиеся в ионосфере, примерно через сутки могут заполнить те силовые линии, вдоль которых произошла утечка плазмы. Таким образом, существование плазмопаузы можно считать веским доказательством наличия обмена геомагнитных силовых линий между хвостом магнитосферы и тороидальной областью и, следовательно, существования квазипостоянного электрического поля в магнитосфере.

Пояса захваченной радиации. Пояса энергичных заряженных частиц, существующие в тороидальной области, были открыты на основании спутниковых данных в 1958 г. Ван Алленом и др., Университет штата Айова (США) [1]. В этих ранних экспериментах была обнаружена только наиболее проникающая составляющая захваченной радиации. Дальнейшие наблюдения показали, что первый пояс захваченной радиации состоит из протонов с энергиями 1—100 МэВ. Центр этого очень устойчивого пояса, который называется внутренним поясом захваченной радиации, находится на высоте около 4000 км над земным экватором. Второй пояс состоит из электронов с энергиями 1—10 Мэв; его центр находится на геоцентрическом расстоянии около $4R_3$. Этот пояс, называемый внешним радиационным поясом, испытывает значительные изменения во времени.

Внутренний и внешний пояса захваченной радиации содержат только малую часть всех захваченных частиц, заполняющих тороидальную область, причем энергии этих частиц достигают нескольких электронвольт, что характерно для тепловой плазмы. Разные составляющие захваченной радиации обнаруживают различные пространственные и временные вариации, поэтому трудно судить о поведении захваченной радиации в целом. Однако так как давление, оказываемое магнитосферной плазмой, в основном обусловлено этими частицами, следует отметить, что при увеличении объема магнитосферы за счет сил внутреннего давления, одновременно увеличивается и полная энергия всех частиц, входящих в пояса захваченной радиации. Такое «вздутие» магнитосферы легко обнаружить, поскольку при этом происходит уменьшение напряженности геомагнитного поля, наблюдаемое на земной поверхности в низких и средних широтах. Это происходит во время геомагнитных бурь, возникающих после солнечных вспышек и других активных явлений на видимом диске Солнца. См. *Солнце*.

Геомагнитная буря. Было установлено, что уменьшение напряженности геомагнитного поля (ΔB) во время главной фазы бури непосредственно связано с полной энергией E захваченных частиц:

$$\Delta B = 2 \cdot 10^{-14} E, \qquad (2)$$

где ΔB выражено в нанотеслах, а E — в джоулях. Для умеренной магнитной бури $\Delta B \approx 200$ нТл, т. е. $E \approx 10^{17}$ Дж. Известно, что основная часть частиц, вызывающих расширение магнитосферы, состоит из протонов с энергиями около 10 кэВ. Расширение сперва начинается на ночной стороне Земли. Возможно, это происходит вследствие пересоединения ранее открытых силовых линий в хвосте магнитосферы. Возникающий в результате асимметричный выступ тороидальной области увеличивается за несколько часов (что соответствует притоку энергии со скоростью около 10^{12} Дж·$с^{-1}$) и затем распространяется по всей тороидальной области вне плазмопаузы в виде серии всплесков, каждый из которых связан с бурным взрывом авроральной активности, называемым полярной суббурей.

Во время суббурь энергия диссипирует в верхней атмосфере со скоростью около $3 \cdot 10^{11}$ Дж·$с^{-1}$ отчасти в результате нагревания интенсивными электрическими токами, возникающими в ионосфере в этот период, а отчасти в результате бомбардировки атмосферы электронами с энергией около 10 кэВ, которые вызывают большую часть свечения в полярных сияниях. Детали механизма возникновения суббури пока еще не ясны. Полагают, что суббуря возникает при быстром сжатии (коллапсе) выступа в расширившейся магнитосфере, вызванном инжекцией электронов и протонов с энергией около 10 кэВ на ночную сторону замкнутой области магнитосферы. Электроны высыпаются в атмосферу, где вызывают полярные сияния, в то время как протоны движутся в магнитосфере, сжимая плазмопаузу и вызывая расширение поля. По-видимому, во время фазы восстановления геомагнитной бури протоны также утекают из магнитосферы, отчасти поглощаясь в атмосфере, отчасти ускользая в межпланетное пространство. Фаза восстановления может продолжаться несколько дней, причем она связана с появлением усиленных потоков более энергичных частиц, составляющих внешний пояс захваченной радиации (хотя сжатие геомагнитного поля указывает на понижение полного давления захваченных частиц).

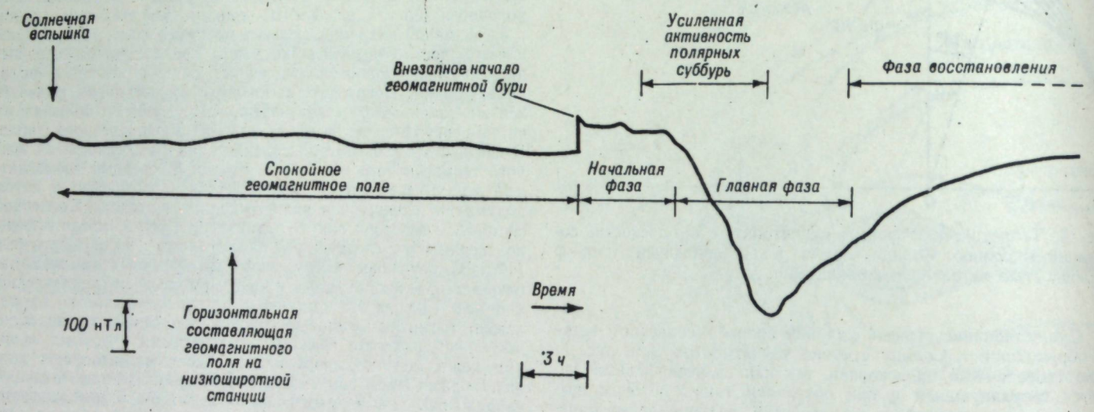


Рис. 4. Схема последовательности событий, происходящих после появления большой солнечной вспышки на видимом диске Солнца.

Слабые геомагнитные бури могут начинаться постепенно, но сильные бури начинаются с внезапного увеличения измеряемой на земной поверхности напряженности геомагнитного поля, происходящего обычно через сутки после большой солнечной вспышки. Это увеличение поля, известное как внезапное начало магнитной бури, вызывается приходом к магнитосфере взрывной волны, исходящей от вспышки. Взрывной волне предшествует усиление скорости и плотности солнечного ветра, а также кинетического давления, связанного с солнечным ветром, в результате чего магнитосфера сжимается на несколько часов (начальная фаза бури), прежде чем свежая плазма, инжектированная в магнитосферу из нейтрального слоя, вызовет главную фазу бури. Последовательность событий, происходящих во время геомагнитной бури, схематически показана на рис. 4.

Кроме крупномасштабных изменений структуры магнитосферы, происходящих во время геомагнитных бурь, возникают и небольшие флуктуации. Колебания магнитосферной плазмы и магнитного поля возможны на всех частотах — от ультранизких (около 0,01 Гц), которые связаны с гидромагнитными волнами (волнами Альвена), до очень низких (около 10 кГц), где основным типом волн являются атмосферики. Наблюдались также и более высокочастотные излучения, но они играют менее важную роль по сравнению с другими. Полагают, что в основном эти излучения генерируются захваченными частицами в поясах радиации, причем более низкие частоты (около 1 Гц) связаны с протонами, а более высокие (около 1—10 кГц) — с электронами. Со всех точек зрения магнитосфера представляет собой замечательную естественную лабораторию, в которой происходят разнообразные процессы с участием плазмы, что придает особую ценность ее исследованиям.

У. И. Аксфорд

Лит.: S. I. Akasofu, Electrodynamics of the magnetosphere: Geomagnetic storms, *Space Sci. Rev.*, 6: 21, 1966; V. C. A. Ferraro and E. N. Parker, The worldwide magnetic storm phenomenon, *Handbuch der Physik*, 1968; S. Matsushita and W. H. Campbell, *Physics of Geomagnetic Phenomena*, vols. 1 and 2, 1968; V. Vacquier, *Geomagnetism in Marine Geology*, 1972.

Макромасштабные волны на высотах

Волновые колебания воздушного течения в свободной атмосфере, обычно развивающиеся на фоне общего западного переноса. Течение имеет антициклоническую кривизну у оси барического гребня и образует циклоническую циркуляцию вблизи оси барической ложбины.

Любое высотное течение может быть представлено в виде суперпозиции синусоидальных волн различной длины, участвующих в общем западном переносе. Как показывает анализ типичного распределения планетарных течений, в западном переносе отчетливо выделяются два типа волн: длинные волны, масштаб которых таков, что вокруг полушария укладываются три-четыре такие волны, и хорошо различимые короткие волны, длина которых приблизительно в два раза меньше. Как правило, ложбины и гребни волн связаны соответственно с циклонами и антициклонами в нижней тропосфере. Скорость перемещения и интенсивность развития коротких волн в любой момент времени зависит от характера этой связи, например от положения высотной ложбины относительно приземного циклона и их интенсивности. Эти волновые возмущения приводят к быстрым изменениям погоды ото дня ко дню, являющимся характерной чертой климата умеренных широт.

Высотные длинные волны, вообще говоря, не связаны с индивидуальными особенностями циркуляции на нижних уровнях. Они относительно устойчивы, и связанные с ними системы течений, медленно перемещаясь, оказывают управляющее воздействие на более быстро движущиеся короткие волны и связанные с ними циклоны и антициклоны. Таким образом, длинные волны могут косвенным образом влиять на состояние погоды в данном районе примерно в течение недели.

Показано, что на основе применения принципа сохранения абсолютного вихря к движению на среднем уровне в тропосфере можно успешно осуществлять прогнозы перемещения длинных и коротких волн. См. *Атмосфера, Ветер, Вихрь, Прогноз погоды, Струйное течение, Шторм.*

Фредерик Сандерс

Марши (соленые приморские болота)

В обычном значении морские биотопы со специфическими растительными сообществами, которые встречаются главным образом в умеренной зоне. Однако характерные маршевые сообщества могут формироваться в условиях мангровых болот в тропиках и субтропиках. Во внутренних районах суши вблизи соленых источников и озер встречаются маршевые сообщества с доминированием тех же видов, что и в соленых приморских болотах. Обширные внутриматериковые солончаковые пустыни, имеющие некоторое сходство с маршами, следует рассматривать как самостоятельные экологические комплексы. Главной экологической особенностью маршей (морских и внутриматериковых) является избыток хлорида натрия. В солончаковых пустынях, кроме избытка хлорида натрия, может также отмечаться избыток и других солей.

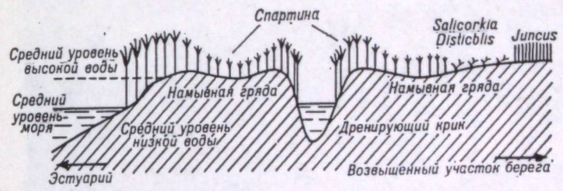


Рис. 1. Схематический разрез приморского болота на Южноатлантическом побережье США.

Распространенность маршей различных типов. Соленые приморские болота встречаются как вдоль устойчивых, так и вдоль поднимающихся или опускающихся участков побережья. На поднимающихся или опускающихся участках побережья фактические размеры марша зависят от степени его защищенности от волн, а также от соотношения между скоростью изменения уровня побережья и скоростью отложения аллерита. Плоские илистые и песчаные участки поднимаются при отложении алевролита до такого уровня, что могут осваиваться явнобрачными растениями. Поэтому марши широко распространены в мелководных эстуариях и укрытых заливах с пологим дном. Они появляются также позади намывных кос, барьерных пляжей, а также островов прибрежной зоны, сложенных из песка, ракушечника и гальки.

На поднимающихся участках побережья происходит сужение зоны настоящих маршей, хотя старые участки маршей все еще можно опознать по остаткам свойственных им видов болотной растительности. Впоследствии эти участки были заселены местными видами наземных растений. На погружающихся участках побережья размеры маршей в основном зависят от соотношения между скоростью отложения наносов и скоростью погружения. Чем больше скорость отложения наносов, тем, по-видимому, обширнее будут марши. Вследствие зависимости маршей от отложения наносов они должны быть более развитыми на участках побережья, сложенных податливыми к эрозии породами, и на участках эстуариев рек, которые приносят из верховьев большие количества аллерита, образующегося при разрушении мягких пород. Исследования скорости отложения алевролита показали, что прежние оценки продолжительности формирования маршей были слишком завышенными.

Физико-географические особенности. Марши могут образовываться на иле, илистом песке или песчанистом иле, но не на чистом песке, который слишком подвижен, чтобы представлять собой достаточно устойчивый субстрат. Типичными физико-географическими особенностями территории, на которых расположены марши является наличие криков (creeks) — узких протоков, выполняющих роль дренирующих русел, а также пэнов (pans) — впадин, заполняемых водой. Тип сети протоков зависит от характера исходного — илистого или песчаного — субстрата, местных пресноводных протоков и типа растений, первоначально заселивших территорию, таких, как однолетний вид солероса (*Salicornia*) или пучки спартины (*Spartina*) (рис. 1). Различают следующие типы пэнов: первичные, вторичные и крики (отсеченные их концы).

[1] Эти пояса были одновременно обнаружены советскими учеными С. Н. Верновым, А. Е. Чудаковым и др. (*Прим. пер.*)

Растительные зоны (сукцессия). Первоначально вселяющиеся растения сильно затапливаются во время приливов, но с появлением растительного покрова интенсивность отложения наносов возрастает и уровень суши повышается. Физические условия среды изменяются, затопления случаются реже, что позволяет вселяться новым видам растений. Таким образом, характерной особенностью растительности маршей является зональное распределение растительных сообществ, связанное с изменением среды. Эта зональность приморских болот имеет подвижный характер, поскольку марши непрерывно, хотя и медленно, расширяются в сторону моря.

Когда приморское соленое болото развивается между двумя вдольбереговыми грядами, разделенными только узким протоком, даже на опускающемся участке побережья полная сукцессия происходит за несколько сотен лет. Устойчивая зональность внутриматериковых маршей объясняется уменьшением солености по мере удаления от источника соли.

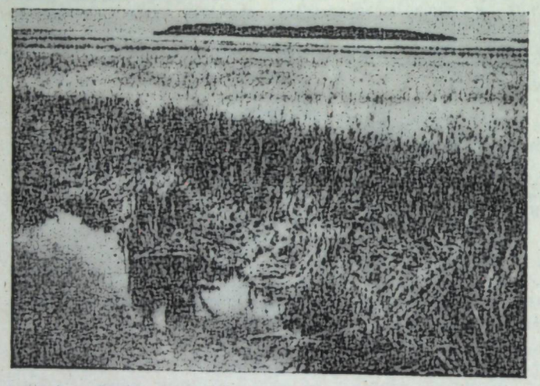


Рис. 2. Болото на побережье штата Джорджия, заросшее спартиной.

Первые стадии развития любого соленого болота протекают достаточно быстро — за 25—50 лет. Последние стадии сукцессии зависят от условий на границах марша, а именно от того, окаймлен ли он песчаной дюной, граничит ли с лугом, имеется ли приток пресной воды. В последнем случае сукцессия продолжается до появления солоноватоводных сообществ и окончательного превращения марша в пресноводное болото.

Виды растений и жизненные формы. Населяющие соленые болота растения должны переносить избыток хлорида натрия. Эти растения называются галофитами и обладают рядом особенностей, обусловленных средой обитания; так, например, у них развивается сочный мясистый стебель, появляется восковой покров и солевыводящие железы, цвет растений — тускло-серый. Преобладающими жизненными формами на маршах являются гемикриптофиты и терофиты. Распространены виды семейства маревых (*Salicornia, Suaeda* и *Allenrolfia*) и свинчатоцветных (*Limonium* или *Statice*). Из трав широко представлены рода *Spartina* и *Puccinellia*, встречающиеся в различных районах мира (рис. 2), а также *Plantago, Triglochin, Cotula, Scirpus* и *Juncus*.

Наряду с характерными явнобрачными растениями среди растительности маршей представлены и характерные водоросли. Распространены специфические сообщества зеленых и сине-зеленых водорослей, а в Северном море и прилегающих районах Атлантики на обширных побережьях встречаются свободноживущие бурые водоросли. В характерных сообществах красных водорослей доминируют *Bostrychia* и *Catenella*. Установлено, что сине-зеленые водоросли могут связывать значительные количества азота. Проводились исследования морских почвенных грибов и бактерий, однако информация по этим группам все еще остается весьма неполной.

Поскольку число видов растений, способных существовать в особых условиях маршей, ограничено, в обширных районах сукцессия протекает одинаково. Исходя из этого, можно выделить следующие группы приморских болот с характерной сукцессией: арктические, европейские (с четырьмя подгруппами), средиземноморские, атлантические североамериканские (с тремя подгруппами), южно-американские, североамериканские тихоокеанские, японские и австрало-азиатские (с двумя подгруппами). Среди внутриматериковых соленых болот выделяют шесть групп: европейские (с двумя подгруппами), азиатские (с тремя подгруппами), африканские (с тремя подгруппами), североамериканские и мексиканские (с пятью подгруппами), южноамериканские и австрало-азиатские. Сообщества соленых болот хорошо различаются с помощью системы классификации Монпелье, на основе которой выделены 12 групп.

Условия среды. Основная особенность условий среды заключается в избытке хлорида натрия, поскольку ион натрия влияет на коллоиды почв, а ион хлора — на метаболизм растений. В отдельных районах важную роль могут играть и другие специфические ионы. Характерным показателем условий среды может также служить отношение между концентрациями хлор-иона и сульфат-иона. Содержание фосфат-иона испытывает сезонные изменения. Что касается поглощения ионов растениями, то при низкой и высокой концентрациях солей, по-видимому, действуют два разных механизма поглощения.

Важное значение имеет частота приливных затоплений, от которых зависит соленость, а также уровень водного зеркала и аэрация почв. Наличие аэрированного слоя при низких уровнях марша имеет существенное значение для развития растений, так как в его отсутствие вселение растений задерживается. Уменьшение солености почв в какой-то сезон также может способствовать успешному прорастанию семян, хотя существенную роль при этом играет и температура. С точки зрения прорастания семян галофиты можно разделить на три группы: гликофиты, для которых необходима низкая соленость; эвригалофиты, отличающиеся солеустойчивостью в широком диапазоне солености; стеногалофиты с солеустойчивостью в узком диапазоне.

Продуктивность. Из имеющихся скудных данных следует, что марши в их естественном состоянии отличаются высокой биологической продуктивностью, сопоставимой с продуктивностью пресноводных тростниковых болот. Травоядные потребляют менее 10 % чистой первичной продукции, бо́льшая часть которой направляется в детритную ветвь потока энергии. В связи с этим марши, на которых доминируют травы, представляют собой прекрасные пастбища для скота (за исключением периодов сизигийных приливов).

Освоение маршей. Во многих районах мира марши отгородили от моря дамбами и превратили в ценные сельскохозяйственные угодья. На восточном побережье Канады и США таким способом освоено 25 % площади маршей. В связи с огромным значением маршей как источника первичной продукции все проекты их освоения необходимо до утверждения подвергать всестороннему анализу. При этом необходимо учитывать, что сброс вод охлаждения электростанциями и промышленные стоки могут наносить ущерб растительности маршей. Совершенно недопустимо использование маршей в качестве мусорных свалок. Наконец, при планировании мелиоративных мероприятий необходимо тщательно учитывать характеристики почв и экологические условия маршей, а также экономическую эффективность их эксплуатации.

Валентин Дж. Чепмен

Лит.: V. J. Chapman, *Coastal Vegetation*, 2d ed., 1976; V. J. Chapman, *Salt Marshes and Salt Deserts of the World*, 2d suppl. reprint ed., 1974.

Мезосфера

Слой атмосферы, простирающийся от стратопаузы (на высоте около 50 км) до мезопаузы (на уровне 85 км). Как и в тропосфере, в мезосфере температура, как правило, убывает с высотой. Хотя все свойства мезосферы еще до конца не изучены, установлено, что многие процессы, происходящие внутри нее, связаны со сложными процессами, протекающими в нижележащих слоях. Над мезосферой расположена область, называемая термосферой, температура и плотность которой испытывают значительные вариации, непосредственно связанные с изменениями солнечной активности.

В мезосфере на высоте около 85 км наблюдаются исключительно сильные ветры, а также приливные колебания и гравитационные волны с заметной амплитудой, метеоры и серебристые облака. Эти облака наблюдаются в средних и высоких широтах на высотах около 80 км в летнее время, когда Солнце опускается на небольшой угол под горизонт. На основании спутниковых фотометрических наблюдений, проведенных в 1969 г., было установлено, что облака, рассеивающие солнечный свет, появляются главным образом вблизи мезопаузы над летней полярной областью. Было высказано предположение, что серебристые облака представляют собой то же явление, но наблюдаются в более низких широтах. Метеоры, эффект которых максимален на высоте около 95 км, обычно сгорают, не достигая стратопаузы. В области мезосферы расположена большая часть области *D*, самой низкой из ионосферных областей. См. *Атмосфера, Ионосфера, Метеорология, Серебристые облака.*

Наблюдения. Для определения свойств мезосферы используются как прямые, так и косвенные методы измерений. С помощью ракет получают высотные профили температуры, давления, плотности и ветра, а иногда — концентрации таких малых составляющих атмосферы, как озон. Для наземных измерений мезосферных ветров, а также температуры и плотности мезосферы применяются такие методы, как радиолокационные наблюдения метеорных следов, частичное отражение радиоволн средневолнового диапазона и лидар. В 1975 г. с помощью инфракрасных радиометров на спутниках были получены данные о температуре и содержании малых примесей в мезосфере. Такие данные могут быть также получены путем микроволновых измерений. См. *Метеорологические ракеты, Метеорологические спутники.*

Распределение температуры. Максимум температуры у стратопаузы, составляющий около 270 К, обусловлен поглощением солнечного ультрафиолетового излучения слоем озона. Зимой в высоких широтах температура стратопаузы значительно понижается и различие между стратосферой и мезосферой почти исчезает. Выше максимума в стратосфере концентрация озона быстро падает с высотой, и понижение температуры в мезосфере с высотой приводит к тому, что на высотах мезопаузы среднее годовое значение температуры составляет около 190 К. В настоящее время исследуются различные фотохимические процессы, влияющие на верхнюю мезосферу и нижнюю термосферу. Резкое повышение температуры с высотой сразу же после мезопаузы объясняется диссоциацией молекулярного кислорода ультрафиолетовым излучением Солнца, длины волн которого меньше длин волн излучения, достигающего стратопаузы.

В средних и высоких широтах распределение температуры в мезосфере летом и зимой совершенно различно. Летом температура обычно плавно понижается с высотой со скоростью 3—5 К·км$^{-1}$ (причем на мезопаузе были зарегистрированы очень низкие температуры — около 130 К), тогда как зимой, как правило, появляются слои, где температура то повышается, то понижается с высотой; в результате она понижается до 180—250 К на высоте около 85 км. Кроме того, имеются свидетельства того, что зимой вертикальное распределение температуры изменяется когерентно в стратосфере и мезосфере: если на каком-либо уровне происходит сильное потепление, то потепление возникает и на уровне, расположенном на 45—50 км выше (или ниже), причем на промежуточных уровнях наступает охлаждение. Полагают, что подобные колебания температуры связаны с распространением из нижней атмосферы горизонтальных атмосферных волн квазипланетарного масштаба. При некоторых условиях крупномасштабные волны могут возникать и в верхней атмосфере. Сильные колебания температуры в зимнее время, когда за неделю она изменяется на 30—80 К, называются внезапными стратосферными потеплениями, поскольку они наблюдаются в основном в стратосфере.

Горизонтальный градиент температуры зимой в среднем направлен к полюсу (т. е. температура ниже в более высоких широтах) на высотах менее 65 км и к экватору на высоте более 65 км. Летом наблюдается обратная картина. Для объяснения сравнительно высоких значений температуры зимой в верхней мезосфере, превышающих значения, обусловленные только радиационным нагреванием и охлаждением, предлагались различные теории. По-видимому это явление связано с индуцированными изменениями температуры, возникающими в результате горизонтальных и вертикальных потоков воздуха. См. *Атмосферный озон, Стратосфера.*

Системы ветров. Начиная с высоты около 20 км зимой в стратосфере и мезосфере возникает обширная система циклонических западных ветров, концентричная с полюсом, нередко называемая вихрем полярной ночи. Летом эта система сменяется системой антициклонических восточных ветров. Эти системы возникают при установлении приближенного равновесия между силой Кориолиса и преобладающим горизонтальным градиентом давления, который в мезосфере зависит в основном от горизонтальных градиентов температуры на высоте менее 65 км. Обращение градиента температуры на высоте около 65 км объясняет возникновение сильных ветров в нижней мезосфере в согласии с уравнением термического ветра. Средняя скорость ветра на уровне 65 км максимальна в средних широтах и составляет около 80 м·с$^{-1}$ зимой (западные ветры) и 60 м·с$^{-1}$ летом (восточные ветры); зимой наибольшие скорости ветра могут достигать 100—200 м·с$^{-1}$.

В этой упрощенной картине мезосферной циркуляции отсутствуют такие особенности, как искажение зимнего полярного вихря субполярными крупномасштабными антициклоническими волнами и понижение высоты максимальных ветров во время внезапных стратосферных потеплений. Выше этого уровня ветер даже может стать восточным. Действительно, если в стратосфере возникает достаточно интенсивное полярное потепление, то в полярном вихре может произойти обращение общей циркуляции, т. е. изменение направления с западного на восточное. Появление в середине зимы восточных ветров в мезосфере на высотах вплоть до 100 км было объяснено теоретически. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Мелкомасштабные изменения. На описанные выше крупномасштабные вариации в мезосфере накладываются изменения различных временны́х масштабов. В случае гравитационных волн, например, эти масштабы изменяются от минут до часов. Кроме того, наблюдаются 12- и 24-часовые приливные вариации и полугодовая вариация. Последняя хорошо выражена на уровне около 50 км в тропиках, но различима и на бо́льших широтах и высотах, причем на высоте более 80 км наступает обращение фазы ветра; причина этой вариации еще не ясна. Согласно данным наблюдений и теоретическим исследованиям, происходит возрастание амплитуды короткопериодических вариаций с высотой, так что вблизи мезопаузы они составляют большую часть общей изменчивости атмосферы.

Родерик С. Кироз

Лит.: R. A. Craig, *The Edge of Space*, 1968; R. A. Graig, *The Upper Atmosphere Meteorology and Physics*, 1965; R. J. Murgatroyd, The physics and dynamics of the stratosphere and mesosphere, *Rep. Prog. Phys.*, 33; 817—880, 1970; R. S. Quiroz (ed.), Meteorological investigations of the upper atmosphere, *Meteorol. Monogr.*, 9(1), 1968; R. S. Quiroz, A. J. Miller, and R. M. Nagatani, A comparison of observed and simulated properties of sudden stratospheric warmings, *J. Atm. Sci.*, 32: 1723—1736, 1975; W. L. Webb, *Structure of the Stratosphere and Mesosphere*, 1966.

Мексиканский залив

Полузамкнутое окраинное море, примыкающее к южному побережью США, область интенсивного промысла рыбы и важный район добычи нефти, газа и серы. Занимает площадь 1 700 000 км^2, имеет широкие шельфы на северной и южной границах, а в центральной части обширную область (равнина Сигсби) с глубинами, превышающими 3500 м. Эта центральная область представляет собой измененную океанскую земную кору с поверхностью Мохоровичича, расположенной всего на 16 км ниже уровня моря.

Подводные образования и отложения. Флоридский шельф и банка Кампече сложены карбонатными породами. Быстрое рифообразование происходит в настоящее время на некоторых островах вблизи Флориды (о-ва Флорида-Кис) и на внешних рифах зал. Кампече. Обе эти области отделяются от глубокого моря резкими уступами, которые являются скорее результатом рифообразования, чем сброса. В остальной части залива преобладают кластические отложения (преимущественно монтмориллонит), поставляемые сейчас в основном рр. Миссисипи и Атчафалайа, а в более отдаленные времена источниками, которые находились в северо-западной части залива. См. *Морские осадки.*

На Техасско-Луизианском шельфе и материковом склоне обнаружено большое количество соляных куполов, сходных с теми, которые встречаются в этом районе и на континенте. Сопутствующие нефтяные месторождения превращают Мексиканский залив в район промышленной добычи нефти и газа. За узким западным шельфом материковый склон имеет подповерхностные горные образования, показывающие, что подстилающие породы сложены, вероятно, из соли и других эвапоритов. В глубоком центральном районе наличие диапиров (холмы Сигсби) позволяет предположить, что здесь подстилающими породами также могут быть эвапориты (рис. 1). См. *Морская геология.*

Течения. На юго-востоке залив соединяется с Атлантикой двумя проходами, разделяемыми островом Куба: через Юкатанский пролив с определяющей глубиной порога 1500 м и Карибское море и через Флоридский пролив с определяющей глубиной порога 800 м. Юкатанское течение несет на север около 30 млн. м^3 воды в секунду вдоль западного берега

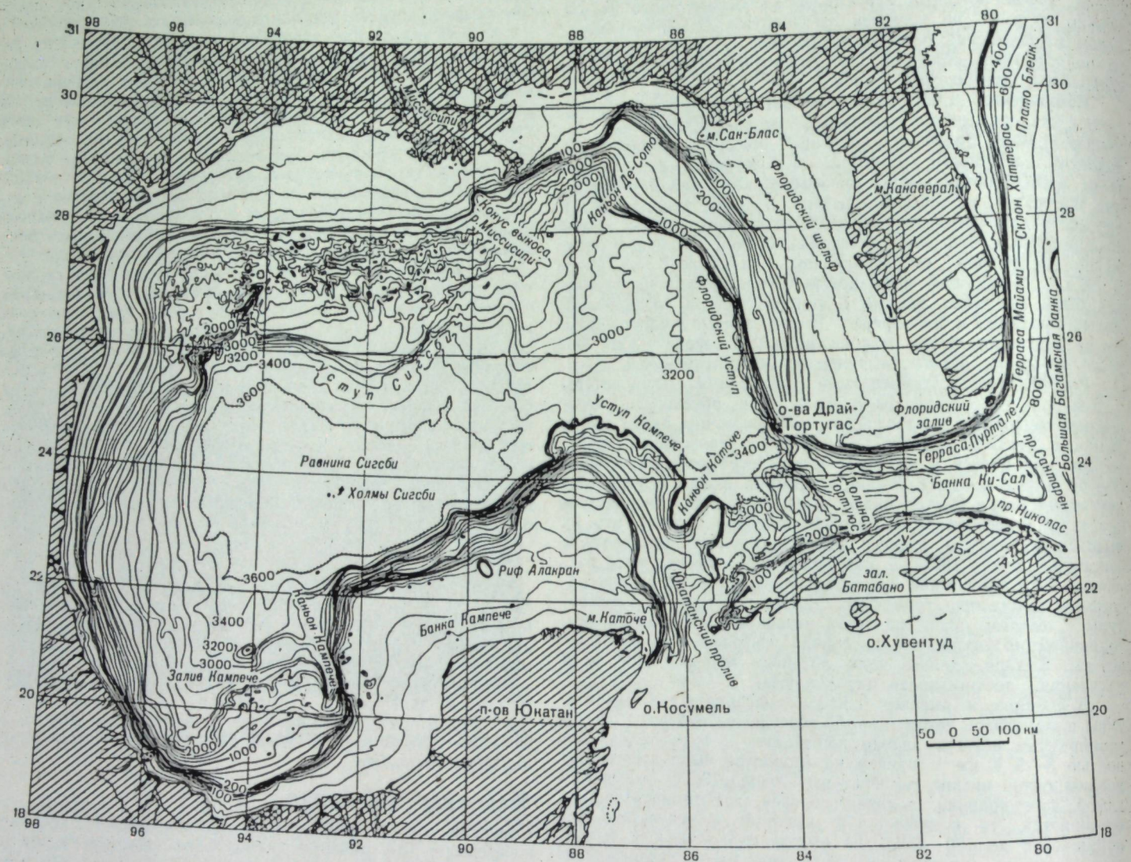


Рис. 1. Батиметрия. *(С разрешения E. Uchupi. Источники данных: подводная топография — U. S. Coast and Geodetic Survey Hydrographic Surveys, U. S. Naval Oceanographic Office Charts 1126 and 2056; J. S. Creager, Texas A. and M. ref. 58-12F, Fig. 6, 1956; M. Ewing, D. B. Ericson, and B. C. Heezen, Habitat of Oil, Amer. Ass. Petrol. Geologists, Fig. 10, 1958; привязка — U. S. Coast and Geodetic Survey)*

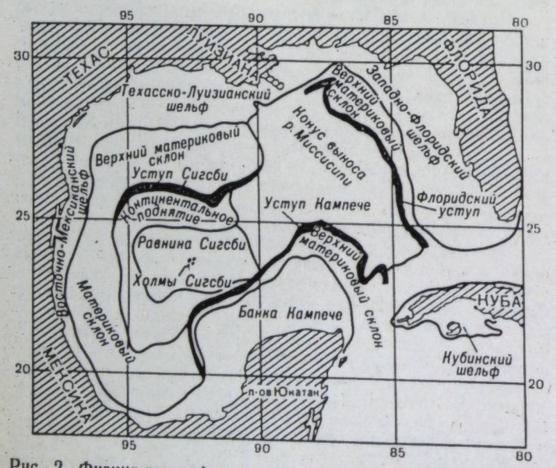


Рис. 2. Физико-географические провинции Мексиканского залива. *(С разрешения W. R. Bryant)*

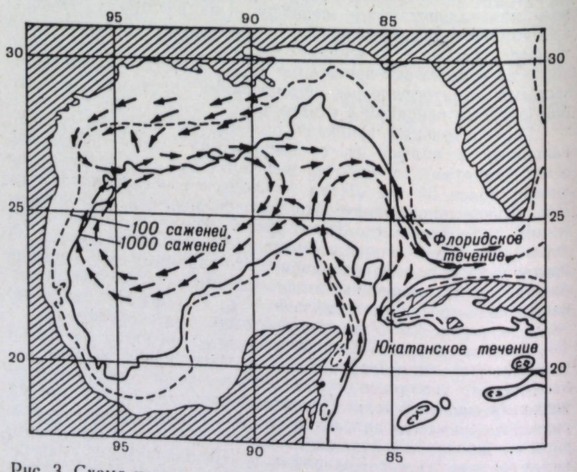


Рис. 3. Схема поверхностной циркуляции.

пролива, с типичными скоростями 1,2—2,4 м·с$^{-1}$. Этот поток в основном поворачивает к северу и покидает залив в виде Флоридского течения, которое после усиления становится Гольфстримом. Антициклонические круговороты, полуприсоединенные или оторванные от этой петли, временами достигают на севере дельты р. Миссисипи. В циркуляции поверхностного слоя на западе центральной части залива преобладает удлиненный антициклонический круговорот с наиболее сильным потоком, почти параллельным материковому склону на севере (рис. 2). См. *Гольфстрим, Карибское море.*

Соленость и температура. Основной приток пресной воды в залив обеспечивает Миссисипи, Атчафалайа и более мелкие реки Техаса. Прибрежные воды с низким уровнем солености прижимаются к шельфу течением, направленным на запад. Высокая соленость в мелких бухтах на побережье Техаса объясняется слабостью циркуляции и повышенным испарением, хотя иногда они могут становиться солоноватыми.

Большая часть вод залива расположена ниже глубины порога Юкатанского пролива и обладает удивительно постоянными характеристиками: потенциальная температура 4,0—4,15 °С; соленость 34,965—34,975 ‰ и растворенный кислород 4,8—5,2 ‰. Над этой водной массой располагаются субантарктические промежуточные воды. Они имеют минимальную соленость (34,86—34,89 ‰) и температуру около 6,5 °С. Это ядро находится преимущественно на глубине 700—800 м, в результате перемешивания оно теряет свои характерные свойства к моменту выхода из залива в составе Флоридского течения. Максимум солености (достигающий 36,7 ‰) находится на глубине 100—200 м. Он соответствует субтропической глубинной водной массе Атлантического океана. За исключением района кругового течения, поверхностный слой локально изменчив и подвержен вариациям — региональным, сезонным и междугодичным (рис. 3). *См. Морская вода.*

Астрономические приливы имеют небольшую амплитуду (30—60 см) с преобладающей суточной составляющей. Воздействие ветра оказывается более важным фактором, определяющим прибрежный уровень моря. Во время ураганов «штормовые приливы» могут повышать уровень моря у побережья до 4,5 м.

Наиболее важным промыслом является сбор креветок и устриц. В большом количестве вылавливается также рыба высокоценных пород. Промышленным способом добывается сельдь-менхеден. Широко распространено любительское рыболовство с берега и в открытом море. См. *Штормовой нагон.*

Хью Дж. Мак Леллан

Лит.: Gulf Coast Association of the Geologic Society, *Proceedings of Symposium on the Geological History of the Gulf of Mexico*, vol. 17, 1967; H. J. McLellan and W. D. Nowlin, Some features of the deep water in the Gulf of Mexico, *J. Mar. Res.*, 21(3): 233—245, 1963; W. D. Nowlin and H. J. McLellan, A characterization of the Gulf of Mexico waters in winter, *J. Mar. Res.*, 25(1): 29—59, 1967; U. S. Fish and Wildlife Service, Gulf of Mexico: Its origin, waters, and marine life, *Fisheries Bull.*, no. 89, 1954.

Метеорологическая станция

Место, оборудованное для наблюдений, измерений, записи и передачи данных о метеорологических элементах. Хотя в США существуют сотни частных наблюдателей и прогнозистов, наиболее эффективными являются метеорологические наблюдения и локальные прогнозы, составляемые на обширной сети станций бюро погоды США. Ниже рассматриваются только станции наблюдения и сбора данных этой сети.

Типы станций. Большинство метеорологических станций США подразделяется в зависимости от своего назначения на станции первого разряда (основные) и станции второго разряда (дополнительные).

Станции первого разряда. На основных метеорологических станциях, расположенных в аэропортах, производятся измерения температуры, точки росы, характеристик ветра, высоты нижней границы облаков и видимости. Измерения выполняются над покрытой травой площадкой вблизи взлетно-посадочных полос.

Измерения высоты нижней границы облаков, покрывающих более половины неба, производятся с помощью облакомеров. На облако направляется модулированный световой луч. При помощи электронного оборудования на заданном расстоянии производятся измерения пятна света, создаваемого этим лучом, и высота нижней границы облаков вычисляется тригонометрическим путем. Такие измерения выполняются как в дневное, так и в ночное время. В небольших аэропортах определение высоты нижней границы облаков днем производится путем регистрации момента исчезновения из поля зрения баллона, поднимающегося с заданной скоростью. Ночью используется немодулированный луч света, и высота нижней границы облаков вычисляется тригонометрически.

Для определения преобладающей дальности видимости в дневное время используются специальные маркеры, расположенные на заданных расстояниях от наблюдателя. Ночью для этой цели применяются источники света, также размещенные на заданных расстояниях. В аэропортах, обслуживающих реактивные самолеты, в которых имеются соответствующим образом оборудованные взлетно-посадочные полосы, используются измерители прозрачности атмосферы в направлении вдоль этих полос, градуированные в единицах видимости. В аэропортах, оборудованных посадочными огнями большой интенсивности, вычисляется наклонная дальность видимости посадочной полосы, т. е. расстояние, с которого пилот может увидеть эти огни, когда он идет на посадку. Такие вычисления производятся с помощью ЭВМ на основании данных о прозрачности, фоновой освещенности и интенсивности посадочных огней.

Все данные дистанционных наблюдений фиксируются в бюро погоды, расположенных вблизи летных полей. Определение интенсивности жидких осадков производится дистанционно с помощью осадкомеров различных типов. Телеметрические измерения интенсивности твердых осадков связаны с многочисленными трудностями. Давление и барическая тенденция определяются с помощью ртутных барометров, точных анероидов или барографов. Визуальным путем определяются текущие погодные условия, формы облачности и некоторые другие метеорологические элементы. Кроме того, в бюро погоды по телетайпу передаются с удаленных автоматических станций результаты измерений всех элементов, для которых имеются автоматические датчики.

На многочисленных авиационных и других станциях первого разряда в крупных городах измеряются солнечная радиация, содержание озона в воздухе и вертикальные градиенты температуры и влажности в воздухе и в почве.

Большинство станций первого разряда оснащены также оборудованием для аэрологических измерений. По данным точных теодолитных наблюдений за траекторией шара-пилота, поднимающегося с заданной скоростью, определяется скорость ветра на высотах. На других станциях измерения давления, температуры и влажности производятся с помощью радиозондов, поднимаемых на более крупных шарах. Для слежения за перемещением радиозондов на многих станциях используется радиолокационное оборудование.

Станции второго разряда. Дополнительные станции (станции второго разряда) поставляют детальную информацию о погоде у земной поверхности в наиболее важных точках в определенные моменты времени. На климатологических станциях, которые в США обслуживаются добровольцами, ежедневно записываются экстремальные температуры, а также количество и тип осадков. Многие из этих станций служат, кроме того, для гидрологических целей и сообщают дополнительно сведения о плотности снега, состоянии и скорости течения рек, испарении и в некоторых случаях о ветре.

На океанах и морях метеорологические сообщения передаются с движущихся судов, со специально оборудованных неподвижных судов (судов погоды), а также с небольшого числа автоматических станций на заякоренных буях.

Радиозондирование над океанами производится лишь с неподвижных судов погоды и с небольшого количества движущихся судов, а оборудованием для измерения ветра на высотах оснащены только суда погоды. Важная аэрологическая информация над акваториями океанов передается с разведывательных самолетов. Они совершают регулярные рейсы, маршруты которых, однако, изменяются во время штормов. Аэрологические данные над океанами могут быть также получены с помощью трансозондов. Эти большие аэростаты, оснащенные аппаратурой для передачи данных по радио, перемещаются по горизонтали, сохраняя высоту полета, и поставляют сведения о температуре и ветре. Для получения данных на уровнях, для которых зондирование другими способами невозможно, применяются метеорологические ракеты и спутники.

Метеорологический радиолокатор обеспечивает обзор в радиусе 150—350 км до значительных высот как над сушей, так и над морем. Снимки, полученные с помощью радиолокатора, могут использоваться гидрологами для уточнения сведений об осадках, что позволяет строить более полные карты изогиет. Радиолокационные наблюдения играют также важную роль в обеспечении безопасности полетов, позволяя об-

наруживать зоны активных осадков и сильной турбулентности. С помощью этих наблюдений удается даже выявлять зоны больших вертикальных сдвигов ветра, с которыми связана турбулентность при ясном небе.

Частота наблюдений. Большинство станций первого разряда в США сообщает данные наблюдений в местные бюро погоды и метеорологические центры каждый час. По международным каналам связи эти сведения передаются каждые 6 ч. Сообщения со станций второго разряда поступают с трехили шестичасовым интервалом. Шаро-пилотное зондирование производится через 6 или 12 ч, а радиозондирование — через 12 ч. С движущихся судов информация поступает каждые 6 ч, а с судов погоды — каждые 3 ч. Климатологические станции посылают по почте сводки наблюдений ежемесячно. Для изучения гидрологических процессов в горных районах применяются осадкомеры, показания с которых снимаются с сезонным интервалом.

Густота сети станций. На расположение пунктов наблюдений сильно влияет плотность населения. Наиболее густой является сеть станций на побережьях, в долинах, а также вдоль основных транспортных магистралей. Требования к густоте сети станций, предъявляемые различными потребителями метеорологической информации, сильно отличаются друг от друга, и не существует единого экономически обоснованного и приемлемого для всех потребителей плана развития сети станций. Существуют, однако, приближенные оценки, которых придерживаются метеорологи. Согласно этим оценкам, расстояние между станциями первого разряда не должно превышать 200 км, между аэрологическими станциями — 500 км, между климатологическими станциями — 50 км и между радиолокационными станциями — 350 км. По мнению большинства метеорологов, густота сети станций в океане может быть в 5 раз меньше, чем на континентах. См. *Метеорологические приборы, Прогноз погоды.*

Альберт К. Шоуолтер

Метеорологические приборы

Технические средства, используемые для получения количественной информации о погоде. Эта информация включает такие характеристики атмосферы, как движение воздуха, обмен энергией, газовый состав, содержание твердых и жидких частиц, электрическая активность и др., а также суммарное их действие в различных сочетаниях. Данные о температуре воздуха и давлении, характеризующие состояние атмосферы, получают с помощью простых приборов — термометров и барометров. Однако видимость, зависящая от количества жидких и твердых частиц в атмосфере и спектра их размеров, интенсивности и направления освещения, является примером метеоэлемента, который непросто измерить непосредственно и который определяется как предельное расстояние, когда предмет еще может быть опознан. Любой прибор, позволяющий получить данные об интересующих нас свойствах атмосферы, потенциально является метеорологическим прибором. Однако обычно этот термин все же используется для обозначения приборов, применяемых в повседневных наблюдениях за погодой.

Классификация наблюдений. В метеорологической практике выполняются наблюдения четырех типов: климатологические, синоптические, оперативные и исследовательские.

Климатологические наблюдения. Включают измерение характеристик погоды в определенном месте в течение длительного периода.

Синоптические наблюдения. Производятся над большими площадями, в идеальном случае на ряде высот над всем земным шаром, несколько раз в течение суток. Полученные в результате данные являются основой для прогноза погоды либо синоптическими методами (по картам), либо с помощью быстродействующих вычислительных машин. См. *Прогноз погоды.*

Оперативные наблюдения. Специальные наблюдения, которые осуществляются в целях решения задач управления некоторыми видами деятельности. Например, информация о высоте нижней границы облаков, температуре, видимости и характеристиках ветра над аэродромом необходима для эффективной и безопасной эксплуатации летательных аппаратов.

Исследовательские наблюдения. В исследовательских целях могут использоваться любые перечисленные выше типы наблюдений, а кроме того, может применяться специально разработанная аппаратура.

Проблема экспозиции приборов. В дополнение к обычно предъявляемым к приборам требованиям, таким, как точность, надежность и простота эксплуатации, в случае метеорологических приборов предъявляются особые требования к экспозиции. Дождемер с водосборной поверхностью диаметром 25,4 см часто характеризует осадки, выпадающие на площади диаметром более 16 км. На локальные свойства атмосферы особенно сильно влияют такие факторы, как характер подстилающей поверхности, близость деревьев или строений, высота над уровнем моря и некоторые другие. Поскольку ошибки, обусловленные экспозицией, не могут быть полностью исключены, то единообразие размещения и порядка эксплуатации приборов на всех станциях приобретает большое значение. Часто оказывается гораздо труднее достичь репрезентативности (представительности) результатов измерений, чем обеспечить высокую точность самих приборов.

Особенно строгие требования к правильной экспозиции предъявляются на климатологических станциях. По данным наблюдений климатологической станции иногда можно сделать вывод о потеплении климата, когда в действительности из-за расширения городской застройки изменилась окружающая станцию среда. Может также показаться, что скорость ветра из года в год уменьшается, тогда как это обусловлено ростом деревьев вблизи станции. Вопрос о правильной экспозиции прибора настолько важен, что Бюро погоды США учредило ряд реперных станций, тщательно отобранных по критерию постоянства окружающих условий. Изменения в показаниях такой станции можно уверенно рассматривать как общие климатические, а не как изменения окружающей среды. См. *Микрометеорология.*

Доступность и преобразование информации. Еще одним требованием, предъявляемым к метеорологическим приборам, является простота получения нужных данных, особенно при синоптических наблюдениях. Если требуется затратить много часов на преобразование данных каких-либо измерений в значимые метеорологические данные, то ценность их снижается: они появляются слишком поздно для того, чтобы их можно было использовать для ближайшего прогноза. В этом состояла основная проблема на первом этапе применения метеорологических спутников. Полный объем исходных наблюдений, охватывающих весь земной шар, является весьма значительным. См. *Метеорологические спутники.*

Практика приземных наблюдений. Много сведений об обычном применении приборов для приземных наблюдений различных метеорологических элементов можно найти в отдельных статьях. Например, о температуре см. *Температура воздуха*; об атмосферном давлении см. *Давление воздуха, Барометр*; о влажности см. *Влажность, Гигрометр, Психрометр*; о ветре см. *Ветер, Измерение характеристик ветра*; о дожде и других формах осадков см. *Осадки, Осадкомеры, Снег, Снегомер.*

Аэрологические приборы. Развитие современной метеорологии во многом обусловлено организацией в конце 30-х годов двадцатого столетия регулярного зондирования атмосферы на многих станциях в обширных географических районах. Отдельные исследования атмосферы с использованием бумажных змеев были выполнены еще в 1749 г., а исследования с помощью управляемых и неуправляемых воздушных шаров — в XIX веке. В 20-е годы нашего столетия использование самолетов, оборудованных аэрометеорографами, которые записывали температуру, давление и влажность воздуха, дали первое ценное представление о трехмерной картине погодных процессов.

Зондирование атмосферы и радиозонд. С созданием в середине 30-х годов радиозонда и последующим усовершенствованием системы приема и обработки данных радиозондирования связан значительный прогресс в развитии трехмерного анализа атмосферных процессов. Радиозонд является легкой миниатюрной станцией для измерения метеорологических элементов, которая имеет радиосвязь с Землей и поднимается ввверх воздушным шаром. Комплекс для радиозондирования состоит из воздушого шара, радиозонда, наземного оборудования для приема и записи сигналов радиозонда, а также радиотеодолита, с помощью которого определяют азимутальные углы и высоту шара для получения данных о ветре в верхних слоях атмосферы.

Метеорологические воздушные шары. Поскольку эти шары используются для подъема радиозондов на большую высоту, они делаются из синтетического хлоропренового каучука высокого качества. Для подъема шара на высоту 30 км каучук должен растягиваться настолько, чтобы объем шара был в 100 раз больше, чем у Земли. Чтобы достичь большей высоты, объем шара должен удваиваться приблизительно через каждые 4,5 км подъема. Этого можно добиться при использовании больших десятикилограммовых воздушных шаров, надутых на земле только частично. Такие шары полностью надуваются на высоте 9 км, а затем растягиваются до максимального размера, когда поднимаются на высоту разрыва. Масса этих больших шаров значительно превышает массу груза, который они несут. Предельная высота, которой может достигнуть шар, составляет около 42—45 км. Дальнейшее увеличение высоты становится невозможным из-за веса самого шара. Оперативные запуски радиозондов производят с шарами массой 1 кг, достигающими высоты примерно 27 км за 85 % общего времени подъема. Очень большие шары, сделанные из тонкой пластичной пленки, такой, как полиэтилен или милар, позволяют поднимать груз в несколько тонн на высоту 30 км и более. Эти шары имеют постоянный объем в отличие от изменяющегося объема резиновых шаров. Для предотвращения разрыва пленки обычно предусмотрен выхлоп газа, либо пленки достаточно прочны, чтобы выдержать небольшое избыточное давление изнутри. Такие шары могут находиться на фиксированной высоте несколько суток. Шары с выхлопом газа должны автоматически балластироваться для компенсации нагревания и охлаждения в течение дня и ночи. Баллоны из милара достаточно прочны, чтобы выдержать избыточное внутреннее давление, обусловленное радиационным нагреванием, и поэтому не требуют сложной балластирующей системы. Они являются идеальной платформой для работающих на заданной высоте радиозондов, называемых трансозондами, поскольку позволяют проводить наблюдения в верхних слоях атмосферы над обширными районами океанов. Максимальная высота подъема пластиковых шаров почти такая же, как и у больших резиновых шаров. Для доставки приборов на бо́льшую высоту должны использоваться ракеты. См. *Метеорологические ракеты.*

Преобразование и передача данных. Конструкции радиозондов, обычно используемых метеорологическими службами различных стран, могут быть разделены на два основных типа: 1) с выходным сигналом датчиков температуры и влажности в виде изменения размеров их чувствительных элементов, которое кодируется механическим образом для передачи на землю; 2) с электрическим выходным сигналом датчиков.

1. Радиозонды механического типа. Термометр в радиозонде этого типа обычно представляет собой биметаллическую пластинку или натянутый провод; влажность определяется с помощью волосного или пленочного гигрометра, а давление — с помощью анероидной коробки. Используется несколько вариантов преобразования механических перемещений чувствительных элементов в изменение параметров радиосигнала. В радиозонде фирмы Вяйсяля датчики соединены с конденсаторами переменной емкости, которые изменяют несущую частоту радиопередатчика. Переключатель, приводимый в действие ветром, подсоединяет к передатчику поочередно каждый переменный конденсатор и два конденсатора постоянной емкости. Конденсаторы постоянной емкости, из которых один имеет большую емкость, а второй — маленькую, используются для градуировки измерительного тракта во время полета.

Другая часто используемая система основана на преобразовании механических перемещений в изменение временных интервалов. Часовой механизм или двигатель, вращающийся с постоянной скоростью, поворачивают соленоид или двухоборотную плоскую спираль. Контактные рычаги, механически соединенные с метеорологическими чувствительными элементами, замыкаются электрически с соленоидом или со спиралью при каждом обороте. Промежуток времени, в течение которого при одном обороте создается замыкание, является функцией положения контакта датчика. Начало каждого оборота отмечается дополнительным неподвижным контактом. Относительная длительность образования контакта для любого датчика по отношению к неподвижному контакту характеризует значение каждой метеорологической величины.

Такие технологические приемы, как фотоцинкография и фототравление, позволяют заменить соленоид или спираль на диск или барабан, содержащие много групп сигналов кода Морзе. Радиосигналы от радиозонда воспринимаются в этом случае как обычные сигналы кода Морзе. В радиозонде другого типа механическое перемещение чувствительных элементов используется для изменения положения сердечников из магнитного материала; в результате меняется индуктивность небольших колец, которые являются частью генератора звуковой частоты. Изменения показаний датчиков вызывают изменения тона звукового сигнала, посылаемого на землю. Для расшифровки сигналов на приемной станции необходим прецизионный генератор или измеритель звуковой частоты.

2. Радиозонды с прямым электрическим преобразованием. Конструкция радиозонда, используемого Бюро погоды США и военным ведомством, содержит механический управляемый сильфоном переключатель и переменные резисторы в качестве чувствительных элементов для определения температуры и влажности. Термистор представляет собой стержень из керамического материала, обладающего большим отрицательным температурным коэффициентом сопротивления (ориентировочно 4 % на 1 °С). Сопротивление элемента изменяется от 0,02 мОм при 60 °С до 2,0 мОм при —90 °С. Диаметр стержня по возможности уменьшают, чтобы элемент быстрее реагировал на изменения температуры. Для уменьшения нагревания от солнечной радиации элемент покрывается отражающей краской или помещается в трубку.

Чувствительный элемент, использующийся для измерения влажности воздуха, состоит из полистироловой пластинки с двумя электродами на концах. Поверхность между электродами покрыта слабым раствором хлористого лития, удерживаемого в связующем веществе из поливинилацетата и спирта. Сопротивление пластинки зависит от парциального давления паров воды и температуры. Во время полета переключатель, приводимый в действие давлением, заставляет срабатывать реле. В замкнутом состоянии реле связывает чувствительный элемент датчика температуры с измерительной цепью электронного блокинг-генератора. В другом положении реле связывает чувствительный элемент датчика влажности с той же цепью. Значение давления определяется по частоте подключения к цепи блокинг-генератора чувствительных элементов датчиков влажности, температуры и постоянного резистора, а влажность и температура определяются по частоте следования импульсов блокинг-генератора.

Важной особенностью радиозонда, используемого в США, является простая линейная связь частоты и электрической проводимости в схеме блокинг-генератора. Частоту сигналов от метеорологических датчиков можно сравнивать с частотой, генерируемой с помощью известного образцового резистора, подключаемого к измерительной цепи последовательно с датчиками. Благодаря отмеченной особенности радиозонда значительно упрощаются его изготовление и градуировка. Для каждого блокинг-генератора необходимо подбирать температурочувствительные термисторные элементы и элементы для датчика влажности. При разумных ограничениях любой температурочувствительный элемент будет работать с любым блокинг-генератором, и простая предполетная градуировка позволяет установить передаточный коэффициент для конкретного сочетания. Чтобы обеспечить радиосвязь с наземной станцией, импульсы от блокинг-генератора модулируют сигналы генератора передатчика, работающего на частоте 1680 МГц.

Наземное оборудование включает не только радиоприемник и устройство для записи сигналов звуковой частоты о температуре, влажности и давлении, но и автоматическую следящую антенну. Она представляет собой параболическую чашу диаметром около 3 м и позволяет определять угол места и азимут находящегося в воздухе радиозонда с погрешностью в несколько сотых градуса. Сведения об угловых координатах по данным радиотеодолита и о высоте шара по данным радиозонда позволяют вычислять характеристики ветра вплоть до максимальной высоты подъема, даже если шар закрыт облаками. Чтобы повысить точность, особенно при больших высотах и расстояниях, иногда используется дальномер.

В последнем случае, для того чтобы иметь импульсный приемопередатчик (повторитель), в конструкцию радиозонда дополнительно включается маленький радиоприемник. Это позволяет измерять время прохождения радиосигнала от наземной станции до шара и обратно и затем получать наклонную дальность. При определении горизонтального расстояния до точки под шаром наклонная дальность умножается на косинус угла места, а в том случае когда для получения этого расстояния используются данные о высоте шара, нужно вычислять произведение высоты шара и котангенса угла места. Точность измерения ветра на больших расстояниях и высотах повышается при применении дальномера из-за того, что для небольших углов места косинус менее чувствителен к ошибке измерения угла, чем котангенс.

Наземные вычисления и распространение информации. Данные, получаемые при полете обычного радиозонда, обрабатываются в течение примерно одного часа, кодируются для быстрой передачи по телетайпу и передаются на станции погоды по всему миру.

Наблюдения за ветром с помощью радиолокатора. Для получения данных о ветре в верхних слоях атмосферы используется также радиолокатор. Луч локатора отражается пассивной мишенью, которая является частью шара или прикреплена к нему. Сам шар иногда покрывают тонкой метал-

лической пленкой, для того чтобы сделать его проводником тока. Для увеличения отражательной способности пассивной мишени применяется уголковый отражатель из алюминиевой фольги с легкой рамой. Уголковый отражатель стремится отражать падающее электромагнитное излучение обратно в направлении радиолокатора (откуда оно поступило), подобно тому как биллиардный шар, двигающийся из одного угла биллиардного стола к противоположному углу, стремится после удара о борт вернуться к исходному положению. Поскольку локатор обеспечивает точное измерение углов и расстояния, то результаты измерения характеристик ветра с помощью такого оборудования обычно бывают достаточно хорошими. При использовании активного импульсного приемопередатчика вместо пассивного отражателя становится возможным измерение ветра на больших расстоянии и высоте.

Обнаружение гроз и слежение за ними с помощью радиолокатора. Еще более необходим радиолокатор для обнаружения гроз. Строго говоря, локатор выявляет осадки, связанные с грозами. Он дает графическую картину области осадков в трех измерениях вместе со всеми происходящими изменениями. Информация об эхо-сигнале локатора обычно представляется на экране осциллографа в виде горизонтальной карты, в центре которой расположена радиолокационная установка. Такие данные выдаются на индикатор кругового обзора (ИКО). Вертикальная картина области осадков для фиксированного азимута представляется на индикаторе дальность — высота (ИДВ). Антенна следящего локатора автоматически направляется на мишень шара, тогда как в поисковом локаторе, используемом для обнаружения гроз антенна постоянно вращается для получения горизонтального изображения на индикаторе кругового обзора, а также движется вверх и вниз в угле места для получения картины на ИДВ.

Кроме локализации зоны осадков, уровень эхо-сигнала дает представление об интенсивности осадков. В грозу турбулентные ячейки обычно связаны с наиболее сильными осадками. Радиолокатор, установленный на самолете, позволяет обнаружить опасные участки с грозой. Между уровнем отраженного радиосигнала и количеством воды в облаке (количеством осадков, если вся вода выпадает на землю) простой связи не существует. Значение эхо-сигнала зависит среди прочих параметров от числа капель в заданном объеме и от шестой степени диаметра капель. Однако водность облака пропорциональна количеству капель и третьей степени диаметра капель. Следовательно, чтобы получить количество осадков, распределение капель по размерам должно быть определено каким-либо другим путем. Ослабление сигнала, обусловленное другими облачными образованиями с осадками между исследуемой зоной и местом установки радиолокатора, еще сильнее усложняет определение характеристик этой зоны. Энергия, рассеиваемая каплями заданного размера, оказывается большей для коротких волн (обычно используется излучение с длиной волны 3 см), чем для более длинных волн (обычно 10 см). Так, слабые осадки можно выявить коротковолновым радиолокатором, но для дальнейшего исследования области гроз приходится применять 10-сантиметровый радиолокатор. Оптимальная длина волны для метеорологического радиолокатора составляет приблизительно 5—7 см. Несмотря на кажущиеся недостатки, метеорологический локатор приносит огромную пользу, особенно в прогнозировании. Сильные штормы, шквалы и ураганы были обнаружены и прослежены метеорологическими службами многих стран. См. *Обнаружение атмосферных вихрей.*

Вернер Е. Суоми

Метеорологические ракеты

Синоптические наблюдения циркуляции в стратосфере (на высотах 25—80 км) с помощью небольших ракет после 1960 г. стали исключительно эффективным способом сбора информации о строении и динамике атмосферы. В ходе координированных исследований поля ветра и распределений температуры и озона в интервале высот 25—55 км (в средней атмосфере) было запущено более 25 000 малых метеорологических ракет.

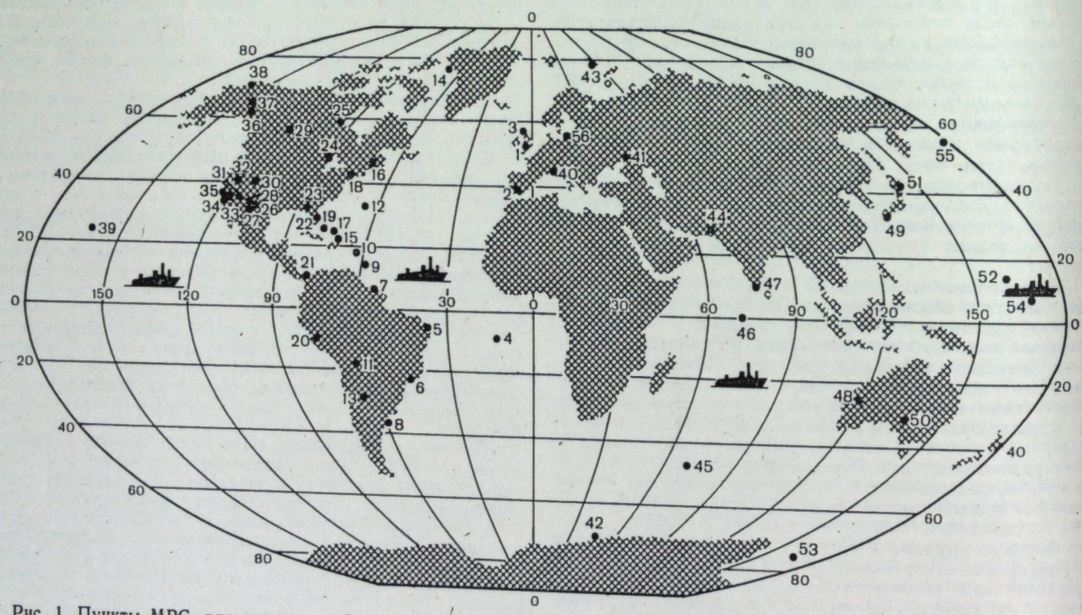


Рис. 1. Пункты МРС, для которых публиковались данные высотного зондирования атмосферы. Показано местоположение четырех судов, обеспечивших репрезентативные данные.

С появлением новых данных произошли коренные изменения в научных представлениях об этой пограничной области атмосферы. Отказ от прежних концепций строения атмосферы привел к разработке новой динамической модели атмосферы с использованием результатов космических исследований.

Так же как и выполнение многих других проектов метеорологических исследований, создание метеорологической ракетной сети (МРС) явилось итогом широкого международного сотрудничества и позволило существенно расширить область атмосферы, охваченную наблюдениями. Развитие МРС началось в 1959 г. на ракетных полигонах Северной Америки, где испытывались образцы ракет, разработанных в Лаборатории атмосферных наук на ракетном полигоне Уайт-Сэндс. При поддержке Национальной академии наук США и при участии Комитета по космическим исследованиям Международного совета научных союзов МРС была расширена и превращена в 1968 г. в глобальную сеть станций.

Метеорологическая ракетная сеть. На рис. 1 показано расположение пунктов запуска метеорологических ракет. По номеру, проставленному возле каждой станции, можно установить ее название и координаты, обратившись к приведенной ниже таблице. Объем исследований, выполненных в этих 56 пунктах и на 6 судах, весьма различен. На одних станциях произведено лишь несколько запусков ракет для изучения особых явлений, на других — ракеты запускаются почти ежедневно в течение большей части периода существования сети. На 9 станциях был произведен запуск более чем 1000 высотных зондирующих ракет, причем максимальное число запусков — свыше 5000 ракет — произведено на ракетном полигоне в Уайт-Сэндс. В настоящее время для зондирования атмосферы на МРС используется примерно 2000 высотных ракет в год.

Разработка метеорологических ракет имеет сложную историю. На рис. 2 показана одна из ракет, чаще всего используемая в настоящее время (по данным на 1975 г.). Это высотная зондирующая ракета типа PWN-8B, двигатель которой за время работы 1,8 с выводит головную часть ракеты на высоту примерно 70 км, где выбрасываются парашют и радиозонд. Во время спуска этой системы датчиков проводятся метеорологические измерения.

На рис. 3 показана парашютная наблюдательная система «Стейрут», а на рис. 4 — головная часть с радиозондом длиной 30 см. Общая масса этих зондирующих высотных ракет составляет 15,4 кг, а длина — 2,87 м. Зондирующие ракеты оказались исключительно эффективным средством наблюдений на МРС и, что еще важнее, позволили собрать наиболее точную и полную на данный момент информацию о полях ветра и температуры в стратосфере. Имеются аналогичные зондирующие ракеты с дополнительным прибором для измерения количества озона, предназначенные для специальных исследований.

Наблюдательная система в целом включает наземную станцию с радиолокатором для прослеживания «Стейрута» и приемную станцию, куда поступают телеметрические данные измерений температуры и содержания озона. Пункты МРС оснащены по-разному, но лучше всего оборудованы ракетные полигоны, на которых имеются точные системы слежения и телеметрические установки. См. *Метеорологические приборы.*

Результаты наблюдений. Синоптические ракетные наблюдения циркуляции атмосферы позволили «открыть» верхнюю атмосферу, сильно отличающуюся от того бездеятельного, неподвижного, однообразного и неинтересного участка воздушной оболочки, каким она представлялась, пока в научном багаже не появились действительно точные и подробные данные.

Примером динамических систем синоптического масштаба, которые образуются в области стратосферы, могут служить «взрывные потепления», впервые обнаруженные Шерхагом при полетах на высотном аэростате над Берлином. Эти крупные возмущения стратосферы интенсивно исследовались с помощью данных, полученных на МРС. Во время самого сильного из наблюдавшихся до сих пор потеплений в январе 1973 г. на высоте 43 км над Черчиллом отмечалось повышение температуры на 93 °С.

Пожалуй, не менее важным является открытие, сделанное с помощью тех же чувствительных приборов МРС на другом «конце» спектра турбулентности, а именно обнаружение сильнейшей мелкомасштабной изменчивости верхней атмосферы. Эти данные ясно показывают, что представление об атмосфере как об идеальном газе весьма сомнительно. Значения вязких членов в уравнениях движения, вероятно, на порядок величины больше, чем это предполагалась ранее.

Одно из первых открытий на основе данных МРС — обнаружение отчетливых суточных изменений температуры и ветра в области стратопаузы на высоте примерно 50 км. Эти данные явно противоречили наблюдениям, выполненным с помощью менее чувствительных приборов, а также теоретическим выводам. Теорию приливов, предложенную Линдзеном, невозможно согласовать с данными МРС о температуре скорее всего по той причине, что этот автор считал вязкость пренебрежимо малой и не учитывал важные дополнительные механизмы нагревания и охлаждения.

Данные МРС показывают, что крупномасштабные системы циркуляции в верхней атмосфере связаны с географической и орографической структурой земной поверхности. Зимой над океанскими районами в направлении полюса обычно вытягиваются гребни, а над континентами в сторону экватора простираются неустойчивые ложбины. Такая скрытая связь между поверхностью Земли и атмосферой на высоте 50 км, по всей вероятности, обусловлена переносом энергии турбу-

Пункты метеорологической ракетной сети, показанные на рис. 1

Название	Координаты	
1. Аберпорт	52° с. ш.	4°6′ з. д.
2. Эль-Ареносильо	37°6′ с. ш.	6°44′ з. д.
3. Уэст-Гейриниш	57°21′ с. ш.	7°22′ з. д.
4. о. Асунсьон	7°59′ ю. ш.	14°25′ з. д.
5. Натал	5°55′ ю. ш.	35°10′ з. д.
6. Марамбая	23° ю. ш.	44° з. д.
7. Куру	5°12′ с. ш.	52°43′ з. д.
8. Мар-Чикита	37°45′ ю. ш.	57°25′ з. д.
9. Харп-Сивелл	13°6′ с. ш.	59°37′ з. д.
10. Антигуа	17°9′ с. ш.	61°49′ з. д.
11. Тартагаль	22°46′ ю. ш.	63°49′ з. д.
12. Бермудские о-ва	32°21′ с. ш.	64°39′ з. д.
13. Чамикаль	30°22′ с. ш.	66°17′ з. д.
14. Туле	76°33′ с. ш.	68°49′ з. д.
15. Гранд-Теркс	21°26′ с. ш.	71°9′ з. д.
16. Хайуотер	45°1′ с. ш.	72°27′ з. д.
17. Сан-Сальвадор	24°7′ с. ш.	74°27′ з. д.
18. о. Уоллопс	37°50′ с. ш.	75°29′ з. д.
19. о. Эльютера	25°16′ с. ш.	76°19′ з. д.
20. Форт-Шерман	9°20′ с. ш.	79°59′ з. д.
21. Чилка	12°30′ ю. ш.	76°48′ з. д.
22. м. Канаверал	28°27′ с. ш.	80°32′ з. д.
23. Эглин	30°23′ с. ш.	86°42′ з. д.
24. Кивинау	46°26′ с. ш.	87°42′ з. д.
25. Черчилл	58°44′ с. ш.	93°49′ з. д.
26. Холоман	32°51′ с. ш.	106°6′ з. д.
27. Уайт-Сэндс	32°23′ с. ш.	106°29′ з. д.
28. ЗУРФ	33°46′ с. ш.	106°36′ з. д.
29. Примроз-Лейк	54°45′ с. ш.	110°3′ з. д.
30. Грин-Ривер	38°56′ с. ш.	110°4′ з. д.
31. Юма	32°52′ с. ш.	114°19′ з. д.
32. Тонопа	38°0′ с. ш.	116°30′ з. д.
33. Пойнт-Мугу	34°7′ с. ш.	119°7′ з. д.
34. о. Сан-Николас	33°14′ с. ш.	119°25′ з. д.
35. Ванденберг	34°40′ с. ш.	120°36′ з. д.
36. Форт-Грили	64°0′ с. ш.	145°44′ з. д.
37. Покер-Флэт	65°8′ с. ш.	147°29′ з. д.
38. м. Барроу	71°21′ с. ш.	156°59′ з. д.
39. Баркинг-Сэндс	22°2′ с. ш.	159°47′ з. д.
40. Сардиния	40° с. ш.	10° в. д.
41. Волгоград	48°47′ с. ш.	44°22′ в. д.
42. Молодежная	67°40′ ю. ш.	45°51′ в. д.
43. о. Хейса	80°37′ с. ш.	58°3′ в. д.
44. Сонмияни	25°11′ с. ш.	66°44′ в. д.
45. о. Кергелен	48°50′ ю. ш.	70°0′ в. д.
46. Ган	0°41′ ю. ш.	73°9′ в. д.
47. Тумба	8°32′ с. ш.	76°52′ в. д.
48. Карнарвон	25° ю. ш.	114° в. д.
49. Учинура	31°15′ с. ш.	131°5′ в. д.
50. Вумера	30°57′ ю. ш.	136°31′ в. д.
51. Руори	39°2′ с. ш.	141°50′ в. д.
52. Эниветок	11°26′ с. ш.	162°23′ в. д.
53. Мак-Мердо	77°51′ ю. ш.	166°39′ в. д.
54. Кваджелейн	8°44′ с. ш.	167°44′ в. д.
55. Шемья	52°43′ с. ш.	174°6′ в. д.
56. Уйсьце	55° с. ш.	18° в. д.

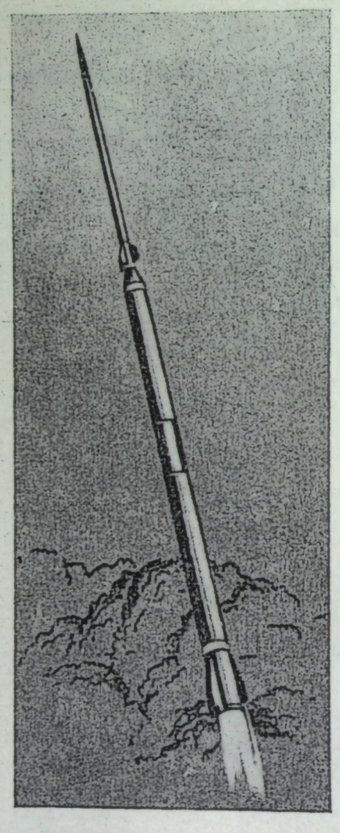


Рис. 2. Высотная зондирующая ракета PWN-8B, широко используемая в системе МРС.

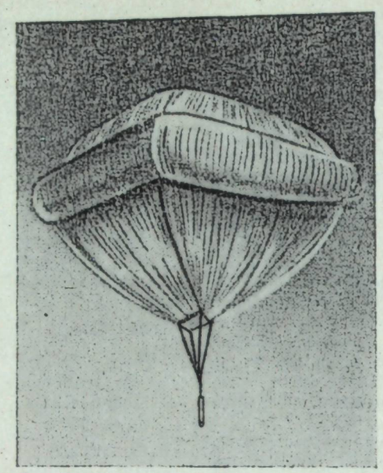


Рис. 3. Парашютная система «Стейрут» для измерения профиля ветра, используемая в качестве носителя радиозонда.

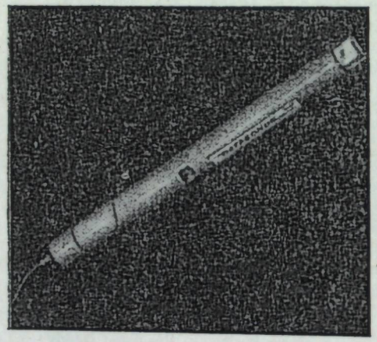


Рис. 4. Радиозонд (передатчик и термистор-бусинка), подвешиваемый к парашюту «Стейрут».

лентности по вертикали, и, пока эти факторы не будут учтены, получить ясное представление о строении атмосферной системы вряд ли будет возможно. См. *Динамика верхней атмосферы, Общая циркуляция атмосферы, Стратосфера.*

Уиллис Л. Уэбб

Лит.: H. N. Ballard, *A Guide to Stratospheric Temperature and Wind Measurements*, COSPAR Technique Man. Ser., 1967; N. J. Beyers and B. T. Miers, Diurnal temperature change in the atmosphere between 30 and 60 km over White Sands Missile Range, *J. Atm. Sci.*, 23(3): 262—266, 1965; E. Hesstvedt, On the effect of vertical eddy transport on atmospheric composition in the mesosphere and lower thermosphere, *Geofysiske Publikas joner*, 27(4): 1—35, 1968; R. L. Lindzen, Thermally driven diurnal tide in the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 93: 18—42, 1967; B. T. Miers, Wind oscillation between 30 and 60 km over White Sands Missile Range, New Mexico, *J. Atm. Sci.*, 22(4): 382—387, 1965; R. Scherhag, *Die Explosionsartigen Stratosphärewarmunger des Spätwinters 1951-52, Berlin Deutschland Wetterdients, U. S. Zone*, 38: 51—63, 1952; W. L. Webb, Dynamic structure of the stratosphere and mesosphere, in K. Rawer (ed.), *Handbuch der Physik*, 1976; W. L. Webb, *Stratospheric Circulation*, 1969; W. L. Webb, *Structure of the Stratosphere and Mesosphere*, 1966; W. L. Webb, *Thermospheric Circulation*, 1972; World Data Center A, Ashville, NC, *Meteorological Rocket Network Firings*, vols. I ff.

Метеорологические спутники

Искусственные спутники, вращающиеся вокруг Земли и снабженные разнообразной аппаратурой для измерения видимой и инфракрасной радиации Земли и ее атмосферы. Приборы на одном спутнике могут обозревать всю Землю целиком дважды в сутки. Следует отметить, что измерения, производимые во всех странах с помощью других методов, позволяют получить информацию лишь о незначительной части атмосферы Земли.

Только СССР и США имеют собственные системы оперативных метеорологических спутников, однако данные этих спутников используют многие страны.[1] Один из типов спутников США передает изображения в такой форме, что они могут быть получены на станции приема со сравнительно простым оборудованием. В настоящее время во всем мире установлены сотни таких станций. Изображения облачных систем позволяют обнаруживать штормы и следить за ними, а также определять границы областей со снежным покровом и с паковым льдом. Данные об инфракрасной (тепловой) радиации позволяют получать информацию о положении облаков в ночное время, а также о тепловом балансе. См. *Прогноз погоды.*

Спутниковые данные имеют большое значение при проведении различных исследований. Последовательные изображения облаков, являющихся чувствительными индикаторами циркуляции атмосферы, дают наглядную картину распределения синоптических систем. Некоторые из таких систем невозможно наблюдать никаким иным путем. Инфракрасные измерения дают информацию о распределении водяного пара и других газовых составляющих атмосферы, которые являются чувствительными индикаторами погоды. См. *Метеорология, Общая циркуляция атмосферы.*

Первые 15 лет. Космическая эра в метеорологии началась 1 апреля 1960 г., когда был запущен спутник «Тайрос-1», предназначенный для телевизионных и инфракрасных наблюдений. Через несколько дней со станций приема в штате Нью-Джерси и на Гавайских островах были переданы экспериментальные анализы облаков.

К концу 1975 г. США запустили 42 метеорологических спутника, которые передали огромное количество данных о погоде. Большинство спутников обеспечивает получение информации для оперативного анализа, остальные предназначены для исследовательских целей и усовершенствования методов наблюдений. Первые спутники обозревали только часть нашей

[1] В настоящее время метеорологические спутники имеют также Европейское космическое агентство, Индия и Япония. (*Прим. отв. ред. пер.*)

планеты, поскольку они не приближались к полюсам, и их измерительная аппаратура не всегда была направлена к Земле. Важное нововведение было осуществлено в начале 1965 г., когда спутник «Тайрос-9» был запущен на орбиту, близкую к полярной. Установленная на этом спутнике аппаратура наблюдала Землю несколько раз в минуту. Орбита этого спутника была гелиосинхронной, т. е. ежедневно спутник пролетал над каждой широтой в одно и то же местное время.

Это открыло путь к системе полного охвата земного шара. В феврале 1966 г. после того, как был запущен еще один спутник серии «Тайрос», были осуществлены запуски спутников оперативной серии, известных под названием ЭССА (environmental survey satellites — спутники обзора окружающей среды). Начиная с этого времени спутники ежедневно фотографировали всю земную поверхность, причем спутники этой серии запускались непрерывно, сменяя друг друга. Последний из них — ЭССА-9 был запущен в феврале 1969 г., а в декабре 1970 г. запуском спутника НОАА-1 было положено начало новой серии. Второй спутник этой серии, НОАА-2, запущенный в октябре 1972 г., был впервые оснащен аппаратурой для измерений вертикального профиля температуры воздуха в оперативных условиях. В конце 15-го года космической эры в метеорологии был введен в действие спутник НОАА-4.

В течение рассматриваемого периода функционировали также девять спутников, предназначенных для исследовательских целей и совершенствования измерительной аппаратуры, а именно, шесть спутников серии «Нимбус» и три спутника серии АТС, представлявших собой экспериментальные геостационарные спутники. Спутники «Нимбус» были большего размера и сложнее по сравнению с оперативными и использовались для испытания новых измерительных систем. Прежде чем новые датчики внедрялись в оперативную практику на спутниках серии ЭССА и НОАА, они испытывались на спутниках серии «Нимбус».

Хотя спутники серии АТС не предназначались в первую очередь для метеорологических целей, они ознаменовали собой дальнейший существенный прогресс спутниковой метеорологии. Эти геостационарные спутники расположены на высоте около 36 000 км над экватором и неподвижны относительно Земли. На спутнике АТС-1, запущенном в декабре 1966 г., была установлена новая аппаратура — вращательно-сканирующая система получения изображений, обозревающая Землю при использовании 2000 линий сканирования и дающая высококачественное изображение Земли несмотря на большое расстояние от нее. Путем слежения за перемещением облаков и использования их последовательных изображений можно обнаружить движение воздушных потоков на различных уровнях. На спутнике АТС-3, запущенном примерно годом позже, была установлена трехканальная сканирующая аппаратура для передачи цветных изображений. Спутник АТС-6 (1974 г.) использовался в первую очередь для передачи телевизионных сигналов, однако был оснащен аппаратурой для получения метеорологической информации. В отличие от предыдущих спутников этой серии, он не вращался вокруг своей оси, а был стабилизирован относительно всех трех осей и был снабжен аппаратурой с весьма высоким разрешением. Эти спутники используются также как приемо-передающие станции для сбора и распространения всех видов метеорологических данных.

За экспериментальными геостационарными спутниками последовали спутники ГМС-1 и ГМС-2 (геостационарные метеорологические спутники), запущенные в мае 1974 г. и в феврале 1975 г. соответственно. Помимо получения изображений в видимом свете, вращательно-сканирующие камеры спутников ГМС позволяют получить также изображения подстилающей поверхности и облаков в инфракрасном диапазоне. Они обеспечивают получение изображений через каждые 0,5 ч как днем, так и ночью. Оперативное применение этой информации рассмотрено ниже.

Министерство обороны США разработало специальную систему метеорологических спутников, приспособленную к его специфическим потребностям в глобальной информации. Первый спутник этой системы был запущен в августе 1973 г., второй — в марте 1974 г., третий — в августе 1974 г. Эти спутники оснащены датчиками температуры, датчиками параметров космической окружающей среды, а также аппаратурой для получения изображений как в инфракрасном, так и в видимом свете. На этих спутниках установлены также уникальные камеры, работающие при весьма малой интенсивности света и настолько чувствительные, что позволяют фотографировать облака даже при лунном свете.

В СССР развитие спутниковых методов наблюдений велось так же интенсивно, как и в США. Советские ученые выполнили целый ряд исследований на основе опубликованных данных. В начале второй половины 1960-х годов СССР разработал свою собственную программу метеорологических спутников. Научный обмен привел к открытию прямого канала связи между Национальной службой спутников для изучения окружающей среды США (НЭСС) и центром сбора спутниковых данных в Москве. Данные измерений со спутников и карты погоды передаются в обоих направлениях через Атлантику.

Оперативная система. Сбор изображений со спутников НОАА осуществляется с помощью сложной системы каналов

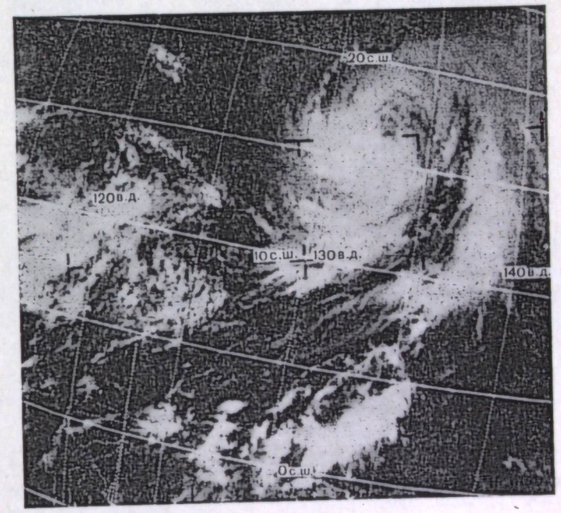


Рис. 1. Отдельный снимок, сделанный со спутника ЭССА-7 в 6 ч 6 мин по Гринвичу 17 октября 1968 г. (*NOAA*).

Контуры материков и широтно-долготная сетка наложены на снимок вычислительной машиной после приема изображения со спутника. Белая спираль в правом верхнем квадрате представляет собой поле облачности тайфуна Глория.

связи и ЭВМ. Когда спутник пролетает над отдаленными районами Земли, изображения записываются на магнитную ленту. Как только спутник оказывается в пределах досягаемости одной из двух станций приема (в Фэрбенксе, Аляска, и на о-ве Уоллопс, Виргиния), происходит считывание ленты и сигналы передаются по наземным каналам связи в НЭСС, расположенную вблизи Вашингтона. Они вводятся в быстродействующую ЭВМ для накопления и картирования. Снимки выводятся на катодно-лучевую трубку для фотографирования вместе с наложенной на них широтно-долготной сеткой, а также контурами материков. Согласование последних со снимком производит ЭВМ, которая вычисляет размеры и положение сфотографированных областей на основании информации, полученной со спутника, а также известных данных о высоте и положении аппаратуры для получения изображения в момент съемки. См. *Карта погоды.*

На рис. 1 показано изображение, полученное описанным путем. Совокупность 12 подобных изображений охватывает полосу вдоль траектории спутника от полюса до полюса, причем 13 таких полос покрывают всю Землю. Каждые сутки, после того как сфотографирована вся Земля, ЭВМ преобразует эти снимки с наклонной перспективой соответственно расположению и масштабам двух стандартных картографических проекций и производит их монтаж (рис. 2 и 3).

На спутниках США функционирует также система получения изображений без запоминания — автоматическая передача изображений (АПТ). Эта система производит и передает изображение каждые несколько минут. Поскольку передача происходит медленно, для приема этих изображений достаточно весьма несложного оборудования. Так, студенты университета конструировали свои собственные станции АПТ. Каждая такая станция может принимать множество изображений с двух или трех соседних траекторий спутника и тем

симым получать изображения обширной территории, окружающей станцию. Например, станция в Берлине принимает изображения [illegible] на западе и Северной Африки на



Рис. 2. Монтаж примерно 28 снимков со спутника ЭССА-7, сделанных 17 октября 1968 г., в меркаторской картографической проекции (NOAA).

В центральной части рисунка виден тайфун Глория (см. рис. 1).



Рис. 3. Монтаж примерно 30 снимков со спутника ЭССА-7, полученных 16–17 октября 1968 г., в стереографической проекции северного полушария (NOAA).

[illegible]

юге. Австралийские метеорологи следят за образованием тайфунов к северу от острова Фиджи и прослеживают перемещение циклонов в Индийском океане. Начальная система АПТ функционировала только днем, однако в январе 1970 г. были проведены испытания сканирующей аппаратуры на спутнике НАСА для получения инфракрасных изображений. Начиная с декабря того же года, когда был осуществлен запуск спутников серии НОАА, оперативная система АПТ стала передавать только инфракрасные снимки. Получатели этой информации в любой точке Земли могли накапливать снимки интересующей их части Земли, поступающие каждые 12 ч.

Инфракрасные данные. Хотя изображения в видимом свете являются незаменимыми для некоторых целей, в 1970-х годах все шире стали использоваться изображения в инфракрасном диапазоне. Инфракрасная радиация сильно зависит от температуры излучающего вещества, что дает возможность получать различную информацию [illegible] объема. При измерениях в интервале длин волн, в котором излучение водяного пара и других атмосферных газов мало, прибор измеряет непосредственно излучение Земли, океанов и облаков. Радиация различной интенсивности преобразуется на пленке в области контрастирующей плотности, в результате чего получается изображение, аналогичное полученному в отраженном свете. Однако между этими двумя видами изображений имеется существенное различие, показанное на рис. 4. Облака большой толщины независимо от их высоты отражают большую часть солнечной радиации, падающей на их верхнюю границу, так что на снимках из космоса они получаются очень яркими. С другой стороны, низкие облака, находящиеся в более теплых слоях атмосферы, и высокие облака в более холодных слоях излучают с совершенно различной интенсивностью, и поэтому на пленке их изображения имеют различную яркость. Фотография в видимом участке спектра, представленная на рис. 4а, была сделана одновременно с инфракрасным изображением, представленным на рис. 4б. Светло-серые и белые области на рис. 4б представляют собой холодные облака — они имеют аналогичный вид на обоих изображениях. Облака вблизи западного побережья США, наоборот, на рис. 4а почти белого цвета, а на рис. 4б темные.

Однако данные измерений инфракрасной радиации содержат не только сведения об облаках и их температуре. Так, по данным инфракрасных измерений можно определять температуру поверхности океана в безоблачных районах, что имеет большое значение как для метеорологов, так и для океанологов. ЭВМ с помощью сложной программы ежедневно анализирует данные инфракрасных измерений над всей акваторией океанов и определяет, какие из них были произведены над безоблачными районами. Основываясь только на этих данных, ЭВМ рассчитывает температуру поверхности океанов. Другие датчики реагируют на водяной пар в атмосфере, а датчики, воспринимающие широкий спектр длин волн, позволяют вычислить излучение, уходящее в мировое пространство. Эта расходная статья теплового баланса Земли представляет большой интерес для долгосрочного прогноза погоды.

На спутнике «Нимбус-3», запущенном весной 1969 г., были выполнены эксперименты, положившие начало новому направлению в наблюдениях атмосферы из космоса. Каждый из двух установленных на этом спутнике приборов — инфракрасный спектрометр и инфракрасный интерферометр — измерял излучение атмосферного углекислого газа, что позволило определять температуру на нескольких уровнях в атмосфере. Следует, однако, отметить, что облака являются почти непроницаемыми для длин волн спектра излучения углекислого газа. Для преодоления этой трудности спутник «Нимбус-5» был дополнительно оснащен приборами, чувствительными к излучению в области более длинных волн (так называемому микроволновому излучению), которое проникает сквозь облака. В этой полосе длин волн особенно сильно излучение кислорода, что позволяет восстановить его температуру, а также температуру других атмосферных газов. Сочетание данных этих измерений с измерениями излучения углекислого газа позволяет проводить зондирование как над облаками, так и под ними.

Эти средства наблюдения за профилями температуры атмосферы не могут полностью заменить обычные запускаемые с Земли радиозонды для измерения температуры, давления и влажности в свободной атмосфере. При зондировании со спутников получают сильно сглаженные профили, в то время как радиозондирование дает возможность узнавать более резкие изменения температуры и влажности с высотой. Прогнозисты нуждаются как в детальных данных, обеспечиваемых радиозондированием, так и в материалах наблюдений над огромными площадями, доступных лишь при использовании спутников.

На спутнике «Нимбус-3» был проведен еще один новый эксперимент — испытание системы, обеспечивающей связь с ав-

томатическими датчиками, находящимися в любой точке Земли, и определение их местоположения. Эта система может осуществлять сбор и передачу данных автоматических метеорологических станций, расположенных на буях и в отдаленных районах. Еще большее значение имеет то обстоятельство, что эта система может определять положение свободно перемещающихся шаров-зондов. Эти шары, летящие на постоянной высоте, уже проходили широкие испытания. Некоторые из них, прежде чем опуститься, совершили несколько оборотов вокруг Земли. Были запущены также другие, бóльшие по размеру, шары, именуемые шарами-носителями, которые несут на себе много более мелких сбрасываемых зондов. Последние по командам высвобождаются и опускаются на парашюте. Приборы на сбрасываемых зондах весьма сходны с аппаратурой для радиозондирования и служат для измерения давления, температуры и влажности во время падения шара в атмосфере, а также для передачи данных измерений с помощью спутников. По данным о траекториях свободно перемещающихся шаров можно определять ветер на больших высотах, а по данным о перемещениях сбрасываемых зондов — на более низких уровнях.

На спутнике «Нимбус-4», кроме того, был выполнен эксперимент по измерению обратного рассеяния ультрафиолетовой солнечной радиации. Поскольку подобное рассеяние обусловлено слоем озона в верхней атмосфере, указанные измерения позволяют определять глобальное распределение озона в атмосфере.

На спутнике «Нимбус-5» были выполнены также измерения в еще одной части спектра — в микроволновой области. Волны этого диапазона проникают как сквозь облака, так и сквозь безоблачную атмосферу. С помощью измерений микроволнового радиометра с электрическим сканированием производилось картирование морского льда в покрытых облаками полярных районах.

Использование спутниковых изображений при синоптическом анализе. До наступления эры спутников некоторые штормы не удавалось обнаружить вплоть до того момента, пока на его пути не оказывалось какое-либо судно; в настоящее время можно наблюдать за любым интенсивным циклоном даже тогда, когда он движется над отдаленными районами. На рис. 3 приведен пример подобной информации, необходимой для синоптиков. Помимо тайфуна, приближающегося к Филиппинам, на этом рисунке можно видеть два зрелых циклона в северной части Тихого океана: один расположен к северу от Камчатки, а другой — в зал. Аляска. В результате смещения холодного фронта второго из этих циклонов на юго-запад на расстоянии несколько сотен миль к северу от Гавайских островов выпали обильные осадки. На рисунке можно видеть аналогичные штормы в Северной Атлантике, а также различные синоптические возмущения. Такого рода изображения позволяют синоптику составить точные карты погоды в исходный момент времени, что является очень важным этапом прогноза погоды.

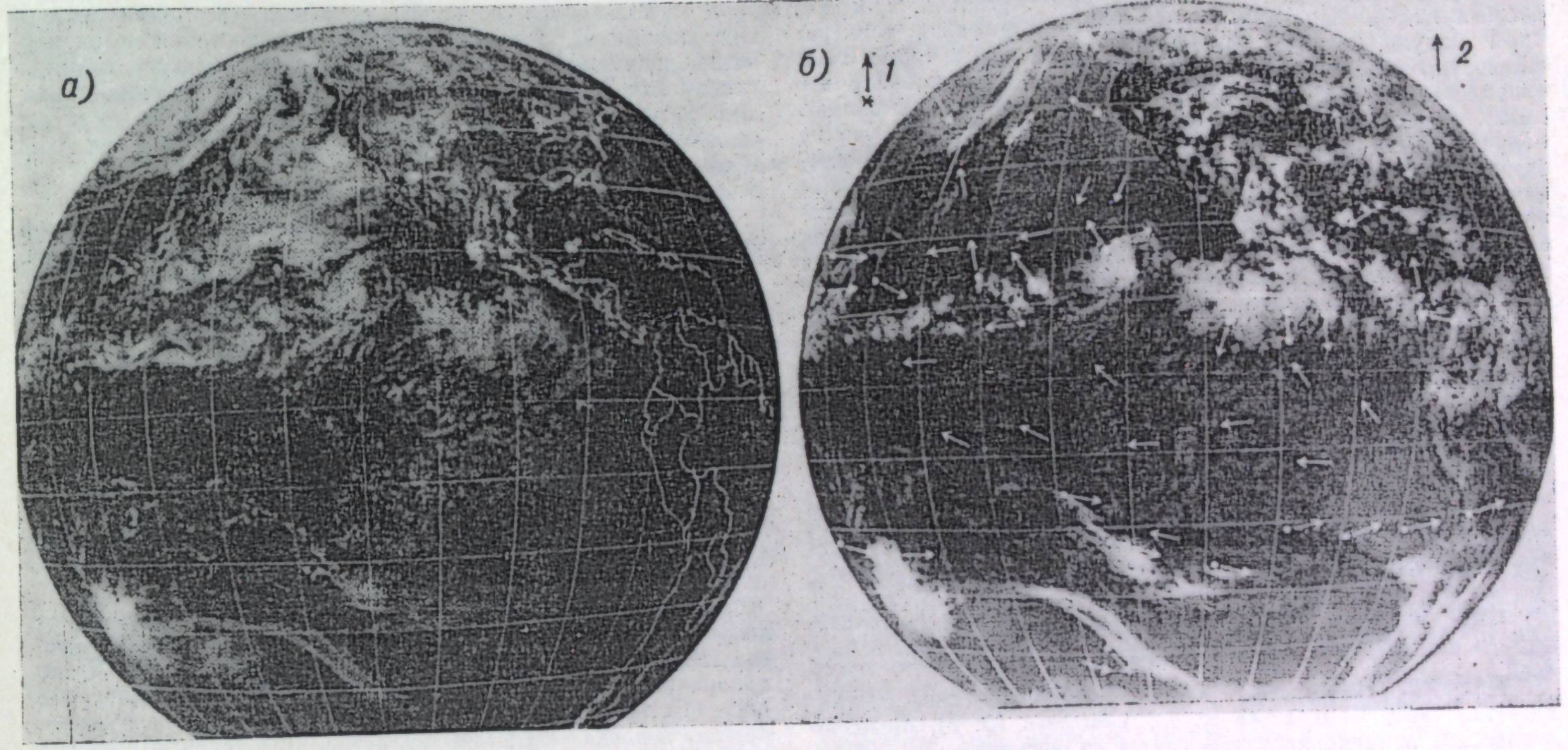


Рис. 4. Синхронные изображения, полученные 17 августа 1975 г. с высоты около 36 000 км над восточной частью Тихого океана со спутника ГМС-2 в видимом свете (*а*) и по измерениям вращательно-сканирующего инфракрасного радиометра (*б*).

Вследствие захода Солнца в южном (зимнем) полушарии очертания Южной Америки на рис. 4 *а* едва прослеживаются. Однако на рис. 4 *б* облака над той же территорией отчетливо видны благодаря их инфракрасному излучению. *1* — движение облаков верхнего яруса, *2* — движение облаков нижнего яруса.

На рис. 4 представлена пара изображений из последовательности снимков, полученных спутником ГМС-2 при фиксированном положении над экватором на 115° з. д. Аналогичные изображения были получены со спутника ГМС-1, расположенного на 75° з. д. Совокупность этих изображений охватывает огромную площадь. Поле зрения спутника ГМС-1 простирается от плато экваториальной Африки через Северную и Южную Атлантику и Северную и Южную Америку до восточной части Тихого океана. Спутник ГМС-2 перекрывает часть этой площади, фотографируя западную часть США под наиболее удобными для прогноза погоды на западном побережье США углами, и позволяет прослеживать тропические возмущения далеко на запад — вплоть до меридиана 180°.

Уникальным свойством этих спутников является их способность фотографировать облака достаточно часто, для того, чтобы определить скорость их перемещения. Облака при этом играют роль трассеров, переносимых ветром. Перемещение высоких облаков, холодных и ярких, характеризует циркуляцию в верхней тропосфере, в то время как низкие облака, видимые на инфракрасных изображениях, позволяют судить о движениях воздушных масс в нижней атмосфере. На рис. 4 *б* показаны направления перемещения некоторых облаков. Синоптики используют численные значения измеренного инфракрасного излучения для определения температуры облаков и, следовательно их высоты. С помощью этой методики ежедневно выполняются сотни измерений скорости и направления ветра. Затем эти данные передаются по международным линиям связи. Одновременно с этим передаются координаты и высота точки, к которой относится результат соответствующих измерений.

Скорость ветра и ее вертикальный градиент тесно связаны с давлением и температурой в атмосфере. Поэтому данные о распределении ветра, полученные по спутниковым изобра-

жениям, позволяют получить информацию о давлении и температуре над обширными территориями, которые ранее не были охвачены наблюдениями.

Большое значение имеет установление короткопериодных изменений распределений облачности. Известно, например, что каждое лето над тропическими океанами проходят сотни слабых возмущений, но только немногие из них развиваются в ураганы. О преобразовании этих возмущений в ураган свидетельствует образование облачной структуры, аналогичной той, которая приведена на рис. 1. Непрерывное прослеживание, осуществляемое с геостационарных спутников, способствует заблаговременному обнаружению штормов и их своевременному предупреждению. См. *Обнаружение атмосферных вихрей.*

Выдающийся успех геостационарных спутников, прогресс, достигнутый в измерении вертикальных профилей температуры воздуха, сложные программы, с помощью которых ЭВМ ежедневно анализируют огромные объемы данных,— все это ознаменовало начало новой эры в метеорологии. С помощью новых методов наблюдений в дополнение к прежним ученые получили возможность наблюдать за атмосферными процессами в таком масштабе, который еще несколько лет тому назад невозможно было себе представить. Невозможность описать текущее состояние тепловой машины — атмосферной оболочки Земли — всегда представляла основную трудность для метеорологов. Адекватную лабораторную модель атмосферы создать невозможно. Даже наиболее совершенные численные модели содержат грубые предположения, вводимые для того, чтобы заполнить пробелы, обусловленные невозможностью описать исходное состояние атмосферы с нужной полнотой. Спутники же являются средством, позволяющим количественно описать состояние атмосферы над земным шаром.

Лестер Ф. Хьюберт

Лит.: R. K. Anderson, E. W. Ferguson and V. J. Oliver, *The Use of Satellite Pictures in Weather Analysis and Forecasting*, World Meteorol. Organ. Tech. Note Ser. no. 124, 1973; A. W. Johnson, Weather satellites, pt. 2, *Sci. Amer.*, 220(1): 52—68, 1969; World Weather Watch, *Information on the Application of Meteorological Satellite Data on Routine Operations*, 1978.

Доп. лит.: Кондратьев К. Я. Метеорологические спутники.— Л., 1963; Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л., 1982.— 280 с.; М. А. Герман. Спутниковая метеорология.— Л., 1975.— 367 с.

Метеорологический соленоид

В метеорологии соленоидами называют воображаемые трубки, образуемые при пересечении поверхностей постоянного давления (изобарические поверхности) с поверхностями постоянного удельного объема воздуха (изостерические поверхности). При этом изобарические и изостерические поверхности выбираются таким образом, чтобы давление или соответственно удельный объем воздуха на двух последовательно расположенных поверхностях отличались на единицу. Атмосфера называется баротропной, если в ней отсутствуют соленоиды, т. е. изобарические поверхности совпадают с изостерическими. Число соленоидов, проходящих через произвольно расположенную единичную площадку, является мерой вращающего момента, вызванного силой барического градиента и приводящего к изменению во времени циркуляции скорости по контуру, ограничивающему эту площадку. См. *Бароклинное поле, Баротропное поле, Изопикна.*

Фредерик Сандерс

Лит.: H. R. Byers, *General Meteorology*, 1974; S. L. Hess. *Introduction to Theoretical Meteorology*, 1959.

Метеорология

Наука об атмосфере и атмосферных явлениях, основанная главным образом на материалах наблюдений. Метеорологи наблюдают за состоянием атмосферы (за температурой, влажностью, ветрами, осадками и т. п.) и стремятся объяснить ее структуру и эволюцию (в частности, изменения погоды), учитывая внешние воздействия и основные законы физики.

В метеорологии широко используются эмпирические соотношения, например между полем ветра и погодой. Такие соотношения помогают точнее сформулировать задачи метеорологических исследований, а также дают важный материал для различных практических приложений. Прогноз погоды является одним из таких приложений, поскольку теория все еще остается недостаточно разработанной для того, чтобы отказаться от использования эмпирических соотношений. См. *Воздействие на погоду, Прогноз погоды.*

Статья имеет вводный характер и состоит из трех частей. Первая посвящена общей физике атмосферы, которая является основой для метеорологии как науки и для ее приложений, в частности для анализа погодных явлений (атмосферных условий в любой момент времени в любом пункте) и климата (обобщения погодных условий за многие годы). Во второй части, посвященной синоптической метеорологии, рассматривается характер атмосферных процессов на основе одновременных наблюдений над большими площадями. Параллельно с описанным подходом в метеорологических исследованиях все шире используются принципы динамики (термодинамики и гидродинамики). В настоящее время именно такой метод изучения природных процессов в атмосфере образует научную основу как для прогноза погоды, так и для физической климатологии. Соответственно этому предметом третьей части настоящей статьи является динамическая метеорология. См. *Климатология.*

ОБЩАЯ ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

В табл. 1 перечислены компоненты сухого воздуха (за исключением озона) и приведены их относительные объемы, сохраняющиеся до высот примерно 50 км.[1] Некоторые газы, такие, как углекислый газ (CO_2), непрерывно поступают в атмосферу и покидают ее в процессе взаимодействия с поверхностью Земли, так что указанные относительные объемы этих газов представляют собой средние значения. Относительная молекулярная масса воздуха составляет 28,966, а уравнение состояния может быть с точностью до 10^{-4} записано в виде

$$p = R\rho T,$$

где p — давление, ρ — плотность, T — абсолютная температура и R — удельная газовая постоянная для сухого воздуха, равная $2{,}8704 \cdot 10^6$ эрг·(г·К)$^{-1}$. См. *Атмосфера, Воздух.*

Выше 50 км кислород (O_2) все чаще встречается в диссоцированном виде и выше примерно 150 км атомный кислород (O) становится, по-видимому, преобладающим. Диссоциация азота, вероятно, осуществляется на значительно бо́льших высотах. Ниже 100 км едва ли возможно изменение состава воздуха вследствие диффузии. Маловероятно, что гравитационное поле, благодаря которому более легкие газы отделяются от более тяжелых, оказывает влияние на состав атмосферы на высотах менее 100 км, во всяком случае убедительных доказательств такого разделения нет. Однако выше 100 км гравитационное разделение газов является весьма вероятным, и на высоте нескольких сотен километров (в экзосфере) преобладающими газами являются, по-видимому, гелий и водород, причем их концентрация меняется в течение 11-летнего солнечного цикла.

Таблица 1. Компоненты сухого воздуха

Газ	Относительный объем, %	Газ	Относительный, объем, %
N_2	78,09	Kr	$1 \cdot 10^{-4}$
O_2	20,95	H_2	$5 \cdot 10^{-5}$
Ar	0,93	Xe	$8 \cdot 10^{-6}$
CO_2	0,03	N_2O	$3{,}5 \cdot 10^{-5}$
Ne	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	Rn	$6 \cdot 10^{-16}$
He	$5{,}2 \cdot 10^{-4}$	CH_4	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$

Такие компоненты воздуха, как водяной пар и озон, характеризуются значительной изменчивостью. Доля водяного пара быстро убывает с высотой примерно от 10^{-2} вблизи уровня моря до 10^{-6}—10^{-7} на высоте около 16 км. На значительно бо́льших высотах происходит диссоциация водяного пара. Озон является продуктом фотохимических реакций под воздействием прямой солнечной радиации на больших высотах. Его максимальный относительный объем, имеющий порядок 10^{-5}, достигается на высотах около 25 км. Однако несмотря на то что концентрации этих двух компонент малы, значение их велико. Во-первых, оба эти газа активны по отношению

[1] По последним данным состав воздуха не изменяется до высоты 100 км. (*Прим. отв. ред. пер.*)

к радиации — озон и водяной пар в инфракрасной части земного излучения, а озон, кроме того, в ближней ультрафиолетовой части солнечного излучения. Во-вторых, процесс конденсации водяного пара приводит к образованию облаков, которые отражают вверх большую часть падающей на них солнечной радиации, причем при конденсации выделяется большое количество тепла. Помимо водяного пара, углекислый газ является единственной компонентой воздуха, обладающей сильной активностью в инфракрасной области.

Термическая структура. В соответствии с термической структурой атмосферы удобно разделить ее на несколько слоев (рис. 1). Нижним слоем является тропосфера, в которой температура убывает с высотой в среднем на 6 °С на 1 км всюду, кроме районов вблизи зимнего полюса. Толщина тропосферы составляет в среднем около 16 км в тропиках и около 10 км в более высоких широтах, где она характеризуется значительной изменчивостью. На каждом уровне в этом слое средняя температура убывает от экватора к полюсам приблизительно на 40 °С зимой и на 25 °С летом.



Рис. 1. Вертикальная структура атмосферы и названия ее основных слоев.

Приведенные значения температуры являются приближенными. Разделение атмосферы на слои соответствует форме среднего вертикального профиля температуры. Две кривые в тропосфере относятся к более низким (сплошная кривая) и более высоким (штриховая кривая) широтам. О знаке меридионального градиента температуры на различных уровнях можно судить по положению полюсов холода и тепла. Уровень, на котором меридиональный градиент температуры меняет знак, совпадает с уровнем изменения знака вертикального градиента («паузой») только в случае тропопаузы.

Следующий слой — стратосфера, в которой температура сначала весьма слабо меняется с высотой, а затем примерно на высоте 50 км возрастает до значения, близкого к температуре у земной поверхности. В этом слое температура увеличивается по направлению к полюсам, за исключением малой окрестности зимнего полюса. Граница между тропосферой и стратосферой — тропопауза — обычно претерпевает разрыв по высоте на широте около 30° и еще один разрыв в более высоких широтах.

В слое 50—80 км температура снова убывает с высотой вплоть до минимального значения, которое летом ниже, чем зимой, и составляет в среднем около —80 °С. Летом в этом слое могут наблюдаться серебристые облака. Этот слой называется мезосферой, а его нижняя и верхняя границы — соответственно стратопаузой и мезопаузой. См. *Мезосфера, Стратосфера, Тропосфера.*

Выше 80 км температура снова возрастает с высотой при весьма неопределенном вертикальном градиенте. Этот слой сильно ионизован ультрафиолетовой радиацией и другими видами излучения и именуется ионосферой или термосферой. См. *Ионосфера.*

Радиация и термическая структура. В процессе прохождения солнечной радиации сквозь атмосферу происходит, в общих чертах, следующее. Самые короткие волны ультрафиолетового диапазона поглощаются термосферой в основном в ее верхней части, так что естественно ожидать уменьшения температуры вдоль пути луча. Далее, в мезосфере озон (O_3) поглощает энергию в ближней ультрафиолетовой области. Влияние роста концентрации озона вдоль пути луча сказывается сильнее, чем эффект ослабления энергии под воздействием O_3 на более высоких уровнях, так что в результате вдоль этой части пути температура возрастает. Однако ниже стратопаузы ослабление энергии в рассматриваемом интервале длин волн становится значительным, а сама концентрация озона уменьшается, так что температура падает вдоль пути луча. В тропосфере поглощение невелико, причем слабое поглощение водяным паром в ближнем инфракрасном интервале является практически однородным вдоль пути вследствие увеличивающейся концентрации водяного пара. Однако имеет место существенное обратное рассеяние радиации молекулами воздуха, дымкой и облаками. Поверхность Земли, за исключением снега, сильно поглощает приходящую солнечную радиацию, и это приводит к нагреванию атмосферы снизу под влиянием конвекции и к убыванию температуры с высотой в тропосфере. См. *Земное излучение.*

Поскольку атмосфера и подстилающая поверхность сохраняют свою среднюю температуру в течение многих лет, длинноволновое излучение в мировое пространство, осуществляемое водяным паром, углекислым газом и озоном в дальнем инфракрасном интервале, должно уравновешивать поглощение солнечной радиации. Этот баланс достигается в глобальном масштабе, причем воздушные потоки обеспечивают необходимый перенос тепла из районов с положительным радиационным балансом (низкие широты) к районам с отрицательным радиационным балансом. В то время как общий вид профиля температуры на рис. 1 обусловлен распределением поглощенной солнечной радиации, фактические температуры складываются под воздействием также длинноволнового излучения и переноса тепла воздушными течениями. См. *Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Давление и ветер. Давление в любой точке атмосферы равно весу столба воздуха единичного сечения над этой точкой. Поэтому давление убывает с высотой. В любом слое оно убывает быстрее там, где воздух холодный и, следовательно, более плотный, чем там, где воздух теплый и менее плотный. Давление на уровне моря составляет в среднем немного более 10^3 гПа и изменяется в пространстве и во времени на несколько процентов от этого значения вследствие притока воздуха в одни области и его оттока из других.

Если бы атмосфера не нагревалась и не вращалась, воздух двигался бы по горизонтали от высокого давления к низкому, в результате чего разность давления бы уменьшалась. Однако в реальной атмосфере возникают другие силы, поэтому воздух движется скорее вдоль, чем поперек изобар (линий на карте, соединяющих точки с одинаковым давлением). В связи с этим поля давления сохраняются в течение нескольких дней, изменяясь постепенно, и переносятся со скоростями порядка скорости ветра. Влияние вращения Земли на ветер является преобладающим почти всюду, за исключением области, расположенной в непосредственной близости от экватора. Если горизонтальная проекция силы, возникающей вследствие вращения Земли (силы Кориолиса), в точности уравновешивает силу барического градиента, то ветер направлен вдоль изобар (при этом для наблюдателя, которому ветер дует в спину, область низкого давления оказывается в северном полушарии слева). Скорость ветра V определяется по формуле

$$V = \frac{1}{2\omega\rho \sin\varphi}\frac{\partial p}{\partial n},$$

где $\partial p/\partial n$ — горизонтальный градиент давления, ω — угловая скорость вращения Земли, ρ — плотность воздуха и φ — широта. Такой ветер называется геострофическим. Он является хорошим приближением к реальному ветру; исключение составляет слой, прилегающий к подстилающей поверхности, где всегда существенно влияние трения. Поскольку, как было показано выше, градиент давления, вообще говоря, меняется с высотой, то же верно и для V, и для реального ветра. Изменение V с высотой пропорционально горизонтальному градиенту температуры, причем в северном полушарии низкие температуры оказываются слева от направления вектора сдвига ветра. См. *Ветер, Давление воздуха.*

Общая циркуляция атмосферы. Почти всюду в атмосфере средний ветер направлен преимущественно вдоль широтных кругов. Распределение этого зонального движения по высоте и широте показано на рис. 2 и представляет собой основу общей циркуляции атмосферы. В тропиках вблизи поверхности Земли имеют место восточные ветры (пассаты), в средних широтах — западные ветры, а в полярных районах — снова восточные ветры. Однако в тропосфере всюду за исключением экваториальной зоны западная составляющая ветра возрастает с высотой; в тропических и полярных районах скорость восточных ветров убывает с высотой, и затем они переходят в усиливающиеся с высотой западные ветры. Над тропопаузой скорость западного ветра убывает с высотой. Исключение составляет зимняя полярная шапка, в которой на уровне

около 40 км существует западное струйное течение. Это распределение ветров согласуется с меридиональными градиентами температуры в тропосфере и с обращением ветра, т. е. изменением его направления на обратное, в стратосфере (за исключением области над зимней полярной шапкой), поскольку ветер близок к геострофическому. Абсолютный максимум зонального ветра (см. рис. 2) находится в верхней тропосфере на широте около 30° и представляет собой ядро субтропического струйного течения. См. *Геострофический ветер, Струйное течение.*

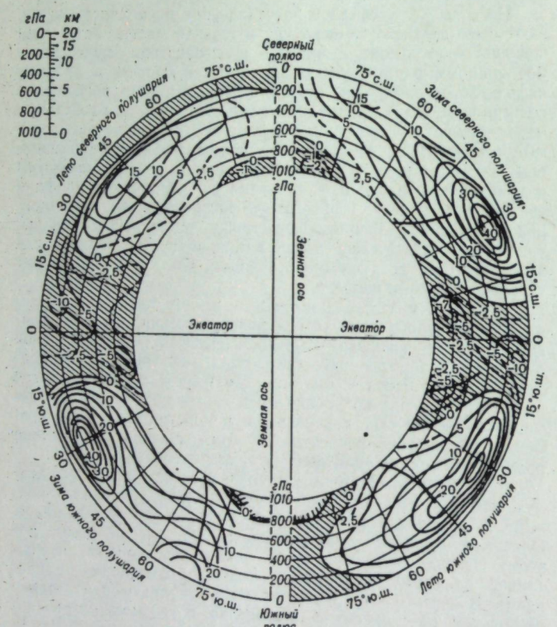


Рис. 2. Распределение осредненной по времени и долготе зональной скорости ветра ($м \cdot с^{-1}$) в зависимости от широты, высоты и сезона. *(По Y. Mintz)*

Положительные значения соответствуют западному зональному ветру, отрицательные — восточному (заштрихованные области). Максимумы западного ветра в верхней тропосфере на широтах около 30° (для лета северного полушария — на несколько бо́льших широтах) соответствуют субтропическому струйному течению; его не следует смешивать со струйным течением полярного фронта, расположенным в более высоких широтах (положение последнего сильно меняется с течением времени, поэтому оно не находит отражения на осредненном по времени распределении скорости).

Механизм, поддерживающий общую циркуляцию несмотря на диссипацию энергии за счет вязкости, связан с перераспределением тепловой энергии, а именно с поглощением (прямым или косвенным) солнечной радиации и с излучением Земли в мировое пространство. Образующиеся благодаря этому механизму воздушные течения переносят тепло от источников к стокам и тем самым сохраняют тепловой баланс. В этом процессе существенную роль играют возмущения, накладывающиеся на среднее движение. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Водяной пар, облачность, осадки. Движение воздуха редко происходит точно по горизонтали. Обычно существуют также восходящие или нисходящие движения со скоростью порядка сантиметров в секунду, сохраняющие свой знак над обширной территорией. В грозовых облаках вертикальная скорость может достигать нескольких метров в секунду. Поднимающийся воздух охлаждается благодаря расширению, а опускающийся, соответственно, сжимается и нагревается. Поскольку воздух всегда является в большей или меньшей степени влажным, на некоторой высоте, на которой температура понижается до точки насыщения, на присутствующих в воздухе ядрах происходит конденсация и образуется облако. Вследствие крупномасштабного подъема формируются обширные слои облаков, называемых слоистыми: перисто-слоистые облака на бо́льших высотах, где образуются частички льда, высоко-слоистые облака на средних высотах и слоисто-дождевые на нижних уровнях. Локальные восходящие потоки с бо́льшими скоростями приводят к образованию кучевых или кучево-дождевых облаков. Если основание облака достаточно теплое или вертикальная мощность облака достаточно велика, то образовавшиеся в облаке вода или лед выпадают в виде дождя, снега и т. д. Некоторые чечевицеобразные облака образуются вследствие подъема воздуха при обтекании гор; такого рода облака не движутся вместе с ветром. Образование облаков происходит почти исключительно в тропосфере, поскольку лишь там содержится достаточно водяного пара и существуют устойчивые вертикальные движения. См. *Облака, Осадки, Физика облаков.*

Атмосферные возмущения. На среднее движение, описанное в разделе об общей циркуляции, накладываются возмущения различного масштаба. На высотной карте воздушных течений северного полушария обычно прослеживаются накладывающиеся на общий западный перенос движения воздуха, направленные к полюсу и к экватору. Эти движения представляют собой длинные волны в западном потоке, расстояние между соседними узловыми точками которых составляет тысячи километров. Они обычно связаны со струйным течением в верхней тропосфере. К сезонным крупномасштабным возмущениям, наиболее ярко выраженным в нижней тропосфере, относятся муссоны. Они сильнее всего развиты в южноазиатской области низкого давления летом и в сибирской области высокого давления зимой. См. *Макромасштабные волны на высотах, Муссон.*

К возмущениям меньшего масштаба относятся циклоны, антициклоны, гребни и ложбины внетропических широт, горизонтальная протяженность которых составляет 1000—2000 км; волны еще меньших масштабов наблюдаются в восточном потоке (в пассатах). Следующими по своим размерам (примерно 100 км) являются тропические циклоны, которые в зависимости от района их прохождения называют ураганами или тайфунами. Они характерны главным образом для тропических областей океанов и восточных побережий континентов. Еще более мелкими возмущениями (характерный масштаб примерно 1 км) являются смерчи над сушей (торнадо) и над морем, связанные с кучево-дождевыми облаками. Наименьшие размеры имеет пыльный вихрь (около 10 м), возникающий непосредственно над сухой горячей поверхностью в условиях, близких к штилю. См. *Торнадо, Фронт, Циклон, Шторм.*

Помимо перечисленных отчетливо различаемых видов возмущений существуют также случайные флуктуации с характерным масштабом порядка 1 см и более. Они наиболее ярко выражены в нижнем километровом слое атмосферы, а также в кучевых облаках и вокруг них. Эти возмущения зависят от трения и температурной стратификации. Их значение заключается в том, что они осуществляют вертикальный перенос тепла, массы (водяного пара, пыли, озона) и количества движения.

Воздушные массы и фронты. Значительные изменения температуры по горизонтали, о которых говорилось выше, обычно сосредоточены в узких зонах или даже на поверхностях разрыва, вне которых горизонтальные градиенты температуры невелики. Эти узкие зоны, или поверхности разрыва, называются фронтами. Фронты разделяют воздушные массы, которые характеризуются малыми горизонтальными градиентами температуры. Если фронт движется таким образом, что теплая воздушная масса замещает холодную, то его называют теплым фронтом, в противном случае — холодным. Фронты могут быть также стационарными. Фронтальные поверхности расположены не горизонтально; наклон их составляет около 0,01, причем холодный воздух образует клин под теплым воздухом.

Большинство внетропических циклонов зарождается в виде волн на фронтальной поверхности. В передней части такой волны теплый воздух медленно поднимается вверх, в результате чего формируется слоистообразная облачность. Наличие более интенсивных восходящих движений непосредственно перед тыловой частью волнового возмущения приводит к образованию полосы кучево-дождевых облаков.

Над холодной воздушной массой тропопауза расположена ниже, а ее температура выше, чем в прилегающей теплой массе. В результате у фронтальной поверхности происходит разрыв тропопаузы и вблизи точки разрыва образуется струйное течение в теплом воздухе. См. *Воздушная масса, Тропопауза.*

Оптические явления. Множество оптических явлений, наблюдаемых в атмосфере, является результатом преломления и отражения света воздухом и различными частицами (аэрозоль, облачные частицы, капли дождя). См. *Атмосферная оптика.*

Электрические свойства. Атмосфера и подстилающая поверхность Земли ведут себя подобно слабо проводящему электрическому конденсатору. В грозовых облаках и в некоторых районах с плохой погодой области положительного и отрицательного заряда разделены по вертикали, причем поверхность Земли, являясь как бы одной из пластин гигантского конденсатора, в районах с хорошей погодой имеет отрицательный заряд. Он составляет в среднем $2{,}7 \cdot 10^{-4}$ ед. $СГС_Q \cdot см^{-2}$, а напряженность поля у поверхности — около 100 $В \cdot м^{-1}$. Другой «пластиной» конденсатора является сильно проводящая верхняя атмосфера. Наличие проводимости воздуха (довольно слабой) между «пластинами», обусловлено его ионизацией, осуществляемой радиоактивными примесями почвы и воздуха, а также космическим излучением. Эта проводимость возрастает с высотой. Сопротивление R столба атмосферы сечением 1 $см^2$ составляет около 10^{21} Ом, а сила тока $i = V_\infty / R$ (где V_∞ — потенциал верхнего проводящего слоя) между атмосферой и поверхностью Земли равна приблизительно $2 \cdot 10^{-16}$ $А \cdot см^{-2}$; поэтому V_∞ составляет примерно $2 \cdot 10^5$ В. Из роста проводимости с высотой следует пропорциональное ему убывание электрического поля с высотой, из чего в свою очередь вытекает наличие слабого положительного заряда воздуха.

Если бы не существовало разделения зарядов в грозовых облаках, то наличие электрического тока между воздухом и Землей привело бы к полной разрядке конденсатора уже в течение примерно получаса. В действительности указанного разделения более чем достаточно для поддержания заряда конденсатора, а чрезмерно большая разность потенциалов приводит к грозовым разрядам внутри облаков, аналогичным коротким замыканиям генератора. См. *Атмосферное электричество.*

П. А. Шеппард

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Раздел метеорологии, изучающий атмосферные явления, связанные с погодой, главным образом применительно к задачам прогноза погоды; основывается на анализе данных, получаемых синоптическим методом. Этот метод заключается в исследовании погодных процессов с помощью синхронных наблюдений на сети станций, отстоящих друг от друга не менее чем на 10 км. Согласно международному соглашению, данные приземных и высотных наблюдений, которые производятся в единые стандартные сроки, наносятся на синоптические карты, карты барической топографии, вертикальные разрезы, временные разрезы и аэрологические диаграммы с помощью международных символов в соответствии с установленными правилами. Затем представленные в таком виде данные подвергаются обработке, анализу и критической оценке в соответствии с существующими моделями атмосферных процессов с целью обеспечить наилучшее приближение к трехмерному представлению об истинном состоянии атмосферы в момент наблюдений. После этого по результатам одного или нескольких таких анализов дают прогноз будущего состояния атмосферы, используя как эмпирические закономерности в повседении атмосферы, так и теоретические результаты, полученные в динамической метеорологии.

Общая циркуляция атмосферы. На рис. 3 приведено среднее распределение воздушных течений и давления, а также фронтов и основных воздушных масс в нижнем слое атмосферы. Рисунок, кроме того, иллюстрирует, каким образом эти крупномасштабные механизмы формируют такие элементы общей циркуляции атмосферы, как пассаты, муссоны, охватывающие всю тропосферу, западные воздушные течения средних широт и тонкий слой полярных восточных ветров (см. вертикальный разрез на рис. 2). Планетарные пояса высокого давления на 30° с. ш. и 30° ю. ш. распадаются на субтропические антициклоны главным образом в результате динамического и термического влияния больших континентов и горных хребтов, в особенности Кордильер Южной и Северной Америки. В свою очередь эти антициклоны определяют формирование и среднее положение воздушных масс и полярных фронтов у поверхности Земли.

К характерным особенностям структуры циркуляции атмосферы, влияющим на погоду, относятся также квазигоризонтальные слои тропопаузы, располагающиеся в разных воздушных массах на различных высотах, и тропические фронты, связанные с внутритропическими зонами конвергенции. Тропопауза представляет собой верхнюю границу любых значительных конвективных или упорядоченных вертикальных движений, а также большинства облаков в атмосфере, но не является областью накопления потенциальной энергии. Тропические фронты образуются при встрече двух противоположно направленных систем пассатов северного и южного полушарий в экваториальной области низкого давления. Они играют в некоторой степени ту же роль, что и полярные фронты, хотя значительно менее интенсивны и менее ярко выражены.

Воздушные массы и системы фронт—струйное течение. Классификация воздушных масс (ВМ) может быть произведена двумя существенно различными путями, а именно с термодинамической и с географической точек зрения.

Термодинамическая классификация. Основана на прослеживании перемещения и трансформации ВМ. По этой классификации ВМ подразделяются на два основных типа: воздух теплее, чем подстилающая поверхность (теплая масса), и воздух холоднее, чем подстилающая поверхность (холодная масса). Температура теплой ВМ, движущейся обычно по направлению к полюсу, значительно выше сезонной нормы для данного района, по крайней мере на высотах. Благодаря охлаждению снизу в такой ВМ постепенно развивается устойчивая стратификация, которая подавляет турбулентность и вертикальное перемешивание. Поэтому в таких ВМ ветер сравнительно устойчив, видимость плохая и часто, в особенности над океаном, образуются адвективные туманы или слоистообразные облака, дающие иногда моросящие осадки. Наиболее часто такие ВМ обнаруживаются на обращенных к полюсу сторонах теплых субтропических антициклонов в районах нисходящих движений воздуха (см. рис. 3 и 8). Эти антициклоны могут смещаться по направлению к полюсу (см. рис. 8), что приводит к установлению теплой и очень сухой (на суше в летнее время жаркой) погоды в умеренных и высоких широтах. См. *Ветер.*

Холодная ВМ, как правило, движется по направлению к экватору: ее температура ниже нормы для данного района, по крайней мере на высотах. Вследствие нагревания снизу в ней быстро развивается неустойчивая стратификация, способствующая усилению турбулентности и вертикального перемешивания или конвекции. Поэтому ветер в таких ВМ порывистый, видимость хорошая, а там, где воздух достаточно влажный, образуются конвективные облака — кучевые, переходящие в кучево-дождевые, с ливнями, грозами и даже градом. Чаще всего эти ВМ обнаруживаются внутри холодных (в верхней тропосфере) областей низкого давления. В этих областях при достаточном количестве влаги неустойчивость, конвергенция и обусловленные ими восходящие движения воздуха могут способствовать образованию зон внутримассовых осадков (см. ниже). Поэтому такая область низкого давления обычно приносит ветреную погоду в районы средних широт, расположенные ближе к экватору, а зимой — даже в субтропики. Однако над сушей в ночное время даже в такой ВМ стратификация может оказаться настолько устойчивой, что образуется радиационный туман.

Географическая классификация. Согласно этой классификации, ВМ подразделяются в зависимости от района их формирования или их положения и значений основных характеристик, таких, как температура и влажность.

Все пространство между системами полярных фронтов и струйных течений северного и южного полушарий занимает тропический воздух. На высотах он может распространяться на большие расстояния в полярные районы. В средней тропосфере тропический воздух на 10—20 °С теплее и значительно более влажный, чем полярный воздух на той же высоте и той же широте. На нижних уровнях тропический воздух распространяется из областей квазистационарных субтропических антициклонов, двигаясь к умеренным широтам с юго-запада главным образом в теплых секторах подвижных циклонов (см. рис. 7) в виде устойчиво стратифицированной умеренной или теплой влажной (часто с дымкой) ВМ. В свободной атмосфере высоких широт такой воздух встречается в теплых антициклонах (см. рис. 8). Кроме того, тропический воздух на малых высотах перемещается также к экватору и к западу в пассатных системах северного и южного полушарий. Приближаясь к тропическому фронту (см. рис. 3), тропический воздух над океаном приобретает свойства неустойчивой холодной ВМ с интенсивной конвекцией и сильными ливнями (экваториальными дождями) по обе стороны фронта. Над сушей (например, в Северной Африке) один лишь юго-западный муссон (представляющий собой юго-восточный пассат, вторгшийся в другое полушарие), оттесняющий очень жаркий и сухой северо-восточный пассат, полностью обусловливает образование конвективных облаков и осадков в этой зоне.

Как показано на рис. 3, полярный воздух располагается на полярной стороне полярных фронтов. На нижних уровнях он распространяется зимой из континентальных субполярных областей высокого давления, расположенных на широтах 40—

60°, а летом — из полярного бассейна. Полярные и тем более арктические и антарктические ВМ характеризуются прежде всего очень низкими температурами и низкими значениями массовой доли влаги на высотах.

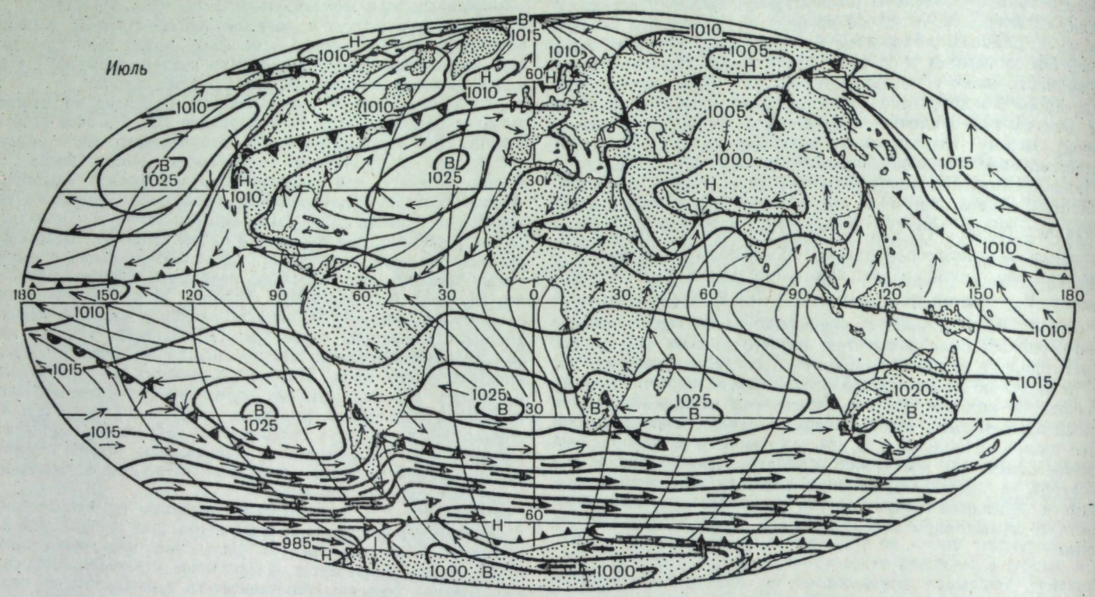


Рис. 3. Воздушные массы и фронты как звенья общей циркуляции атмосферы.

1 — изобара (гПа), *2* — переменный ветер, *3* — устойчивый ветер, *4* — штормы, *5* — арктический фронт, *6* — полярный фронт, *7* — тропический фронт.

Арктический воздух формируется над покрытыми льдом и снегом частями арктического района в течение холодного сезона, когда земная поверхность представляет собой ярко выраженный источник холода. В североамериканском секторе арктическая ВМ в силу как динамических, так и термических причин располагается в среднем около Баффиновой Земли; от расположенной южнее полярной ВМ ее отделяет северо-американский арктический фронт (см. рис. 3).

Фронты и фронтогенез. Вследствие вращения Земли фронт, представляющий собой поверхность разрыва плотности, стремится занять наклонное к земной поверхности положение динамического равновесия. Фронт определяется как динамически значимый наклонный переходный слой между двумя ВМ, существенно различными по своему происхождению и имеющими существенно различные температуру, плотность и скорость ветра. Более холодный воздух располагается в виде клина под более теплым воздухом, поэтому фронт совпадает с ложбиной или прогибом в движущемся поле изобар, и при его прохождении ветер будет поворачивать вправо. При этом, как правило, давление перед фронтом падает, а за ним растет

или остается неизменным. Обусловленная трением конвергенция или статическая и инерционная неустойчивость, или, наконец, оба эти фактора, проявляющиеся преимущественно

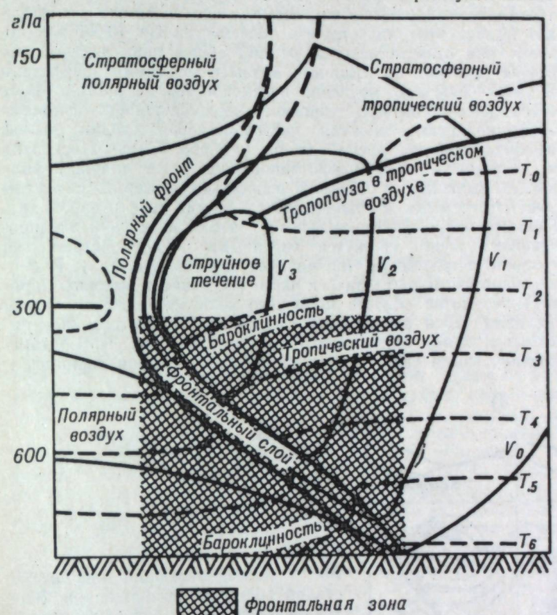


Рис. 4. Вертикальный разрез системы полярный фронт — струйное течение.

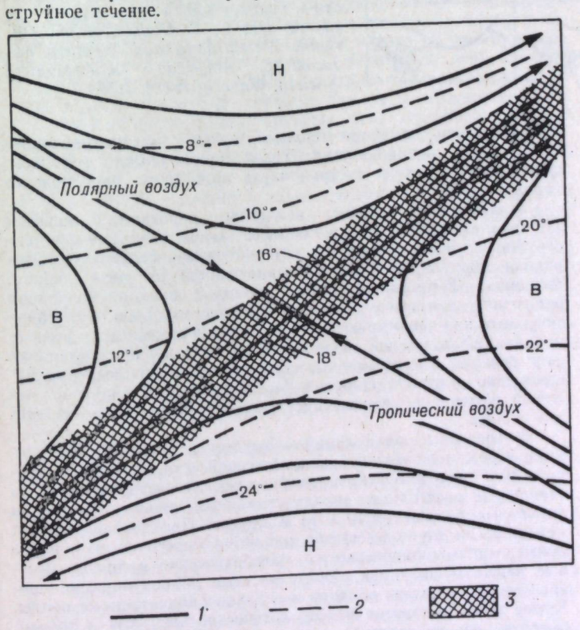


Рис. 5. Схема фронтогенеза в деформационном поле.

1 — линия тока, *2* — изотерма, *3* — фронтогенетическая зона.

в более теплом воздухе, способствуют восходящему скольжению воздуха вдоль фронта. В результате вблизи фронта может образоваться обширная облачная система с непрерывно выпадающими осадками на значительной площади (см. рис. 6). Главные фронты проникают даже в стратосферу (рис. 4); их горизонтальная протяженность составляет несколько тысяч километров. Они образуются как звенья атмосферной циркуляции внутри фронтогенетических зон между двумя стационарными антициклонами и двумя циклонами, когда ось сжатия или слияния этого деформационного поля (рис. 5) имеет ко-

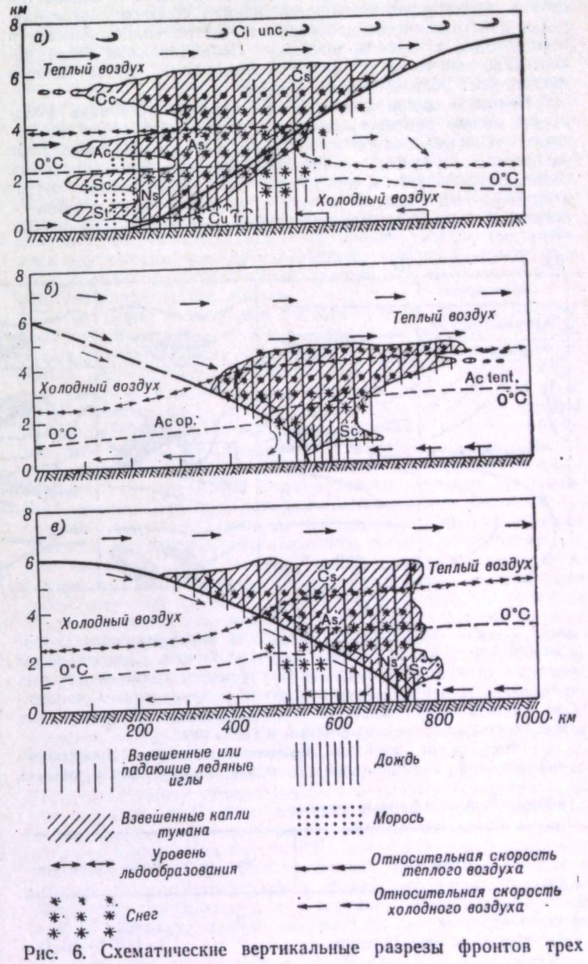


Рис. 6. Схематические вертикальные разрезы фронтов трех типов.

а — теплый фронт; *б* — быстро движущийся холодный фронт, *в* — медленно движущийся холодный фронт.

торую протяженность в широтном направлении. Эта конфигурация в свою очередь обусловлена крупномасштабным рельефом земной поверхности. Существование меридионального контраста температуры вдоль оси сжатия приводит к тому, что воздушные массы с различными температурой, плотностью и влажностью приводятся в соприкосновение и сближаются во фронтальную зону. На теплой стороне полярных фронтов, которые практически опоясывают все полушарие, термический ветер (закономерности термического ветра рассмотрены ниже — в разделе, посвященном динамической метеорологии), соответствующий распределению температуры на фронтах, обусловливает образование узкого потока с большими скоростями ветра вблизи уровня тропопаузы, называемого струйным течением. Термический ветер наиболее ярко выражен в средних и высоких широтах, где наклон фронтальной поверхности велик, фронт выражен отчетливо и обычно достигает стратосферы. Там система главный фронт—струйное течение образует зону максимальной потенциальной и кинетической энергии. В более низких широтах наклон фронтальной поверхности вниз часто невелик, и там происходит отток полярного воздуха к тропикам.

Фронт может проявляться как теплый или холодный. В случае теплого фронта теплый воздух скользит вверх над отступающим клином холодного воздуха, наклон которого к горизонту составляет от 0,005 до 0,01, и замещает собой холодный. При этом образуется клинообразная система восходящего скольжения облаков (рис. 6 *а*). Поэтому при при-

ближении теплого фронта на небе появляется характерная последовательность облаков: перисто-слоистые, высоко-слоистые, слоисто-дождевые. Из последних перед линией фронта выпадают продолжительные осадки.

В случае холодного фронта сравнительно крутой клин холодного воздуха (с наклоном от 0,01 до 0,02) продвигается вперед, подтекая под теплый воздух, и вынуждает его подниматься в соответствии с одной из двух схем воздушных течений, приведенных на рис. 6 *б* и 6 *в*. Поэтому при приближении холодного фронта, показанного на рис. 6 *б*, появляется другая характерная последовательность облаков: высоко-кучевые (частично чечевицеобразные), быстро уплотняющиеся и переходящие в слоисто-дождевые. Осадки обычно более интенсивны, но менее продолжительны, чем в случае теплого фронта (см. *Облака, Физика облаков*).

Волны и вихри (погода). Фактическое состояние атмосферы можно рассматривать как совокупность общей циркуляции атмосферы и ее возмущений, которые обусловливают множество погодных механизмов, частично уже описанных выше. Важную роль в них играет цикл преобразований водяного пара: испарение⟶перенос и подъем⟶конденсация⟶осадки. Атмосферные возмущения состоят из волн различных

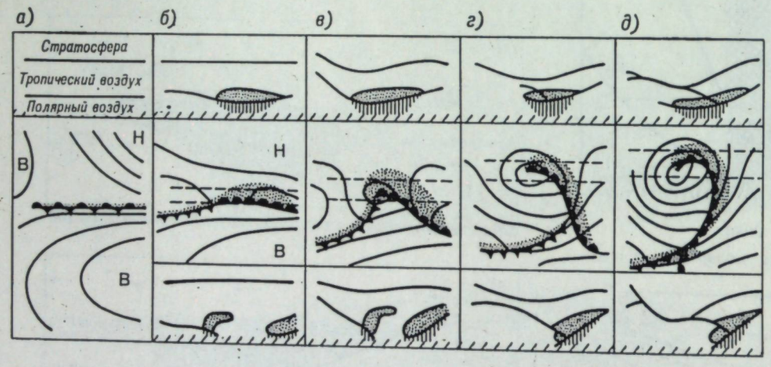


Рис. 7. Схема эволюции циклона от стадии волны до стадии вихря. Вертикальные разрезы (наверху и внизу) показывают распределение облачности и осадков вдоль двух штриховых линий. (*Из C. L. Godske et al., Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, American Meteorological Society, Waverly Press, 1957*)

длин λ (табл. 2), из соответствующих циркуляционных образований (вихрей) или из тех и других вместе. Синоптическим методом исследуются лишь те возмущения, размеры которых сравнительно велики. В соответствии с характерным масштабом системы циркуляции можно разделить на планетарные (или географические), вторичные и третичные.

1. Как будет показано ниже — в разделе, посвященном динамической метеорологии, длинные волны, образующиеся в зоне фронт—струйное течение, т. е. в области максимума энергии, могут быть стационарными, если их длина составляет около четверти широтного круга в низких широтах, около трети — в средних и, по-видимому, около половины — в высоких. Длина этих планетарных волн составляет 10 000 км, поэтому они отчасти определяют вид общей циркуляции атмосферы (см. рис. 3). Длинные волны с меньшими значениями λ (3000—8000 км) медленно перемещаются на восток. Чаще всего такие волны под влиянием инерционной неустойчивости эволюционируют, проходя последовательно стадии волны, языка и изолировавшегося вихря (см. рис. 7 и 8). Поскольку на высотах в этом квазистационарном поле длинных волн воздух движется с большой скоростью, изотермы с ростом высоты стремятся к совпадению с линиями тока и изобарами. Поэтому направленные к экватору языки воздуха и изолировавшиеся вихри окажутся холодными и будут стремиться совпасть с циклонами (по крайней мере на высотах). В центральной части таких вихрей часто (особенно в высоких широтах) находится область полярного воздуха, имеющая форму песочных часов или купола. Внутри этой области может находиться купол арктического воздуха (см. рис. 8). Соответственно, языки воздуха и изолировавшиеся вихри, направленные к полюсу, являются теплыми и будут иметь тенденцию совпадать с антициклонами. Такие вихри обычно содержат тропический воздух, и тропопауза над ними расположена гораздо выше.

2. Вторичные волны являются короткими волнами ($1000<\lambda$ км>3000). Когда короткие волны в системе фронт—струйное течение становятся неустойчивыми, развивается вторичная циркуляция, согласно приведенной на рис. 7 схеме: начальная фронтальная волна, молодой циклон, начальная окклюзия, загнутая окклюзия. Вне систем фронт—струйное течение также формируются важные разновидности вторичных циркуляций, а именно, волны в восточном переносе, тропические ураганы и конвективные системы, встречающиеся преимущественно в низких широтах. Последним двум видам возмущений обычно не предшествует сколько-нибудь заметная стадия волны.

3. Третичные циркуляции с трудом поддаются наблюдениям с помощью обычной синоптической сети. Для их детального изучения и прогноза необходима мезомасштабная сеть станций (с расстоянием между станциями меньше 10 км) или временные разрезы, или и то и другое. Погодообразующими механизмами этого масштаба являются береговые и морские бризы, горно-долинные ветры, катабатические и другие местные ветры (фён, чинук, бора), местные ливни, торнадо, орографические системы облаков и осадков и подветренные волны. Кроме того, на многие метеорологические элементы и погодообразующие механизмы влияют различные орографические факторы, а также суточный ход радиации. В связи с этим детальное изучение указанных факторов имеет большое значение как для климатологии, так и для прогноза погоды.

Таблица 2. Атмосферные волны

Волны	Тип	Длина волны, км
Ультразвуковые	У	$<2\cdot10^{-5}$
Обычные звуковые (слышимые)	У	$2\cdot(10^{-5}—10^{-2})$
Взрывные	У	$10^{-2}—10^{-1}$
Гельмгольца (с волнистыми слоисто-кучевыми и высоко-кучевыми облаками)	Г	$10^{-1}—1$
Короткие подветренные (с чечевицеобразными высоко-кучевыми и перисто-кучевыми облаками)	Г	$(1—2)\cdot10$
Длинные подветренные (с перламутровыми облаками и осадками)	Г (И)	$2\cdot(10—10^2)$
Короткие (фронтальные) волны струйных течений	Г, И (В)	$5\cdot(10^2—10^3)$
Длинные волны струйных течений	В	$5\cdot(10^3—10^4)$
Приливные	(Г)	$\leqslant2\cdot10^4$

Примечание. У — упругие продольные волны, Г — гравитационные, И — инерционные, В — волны, обусловленные наличием градиента вихря (волны последних трех типов являются поперечными).

Цикл жизни внетропических циклонов. Образование внетропического циклона начинается с возникновения волнообразного изгиба фронта. Впереди волны фронт становится теплым, а в тылу — холодным. Затем эти две части фронта становятся границами языка теплого воздуха — теплого сектора (см. рис. 7 *б*), движущегося вдоль фронта. Сначала у вершины этого сектора существует лишь неглубокий минимум давления, однако прохождение даже такой фронтальной волны может вызывать внезапные существенные изменения погоды. При определенных значениях параметров ($\lambda\approx1500$ км, амплитуда не менее 200 км) фронтальная волна обычно становится неустойчивой, постепенно сужается и, наконец, пропадает, подобно тому как это происходит с разрушающейся морской волной. Холодный фронт догоняет у земной поверхности теплый фронт, а воздух теплого сектора поднимается и распространяется наверху по горизонтали. В результате общий центр тяжести системы смещается вниз, и потенциальная энергия преобразуется в кинетическую энергию развивающейся циклонической циркуляции. В процессе окклюдирования фронта (образование фронта окклюзии) происходит усиление циркуляции и углубление циклона, а после того как внутри циклона уже не оказывается теплого сектора, циркуляция ослабевает и циклон заполняется. Характерные черты рассматриваемого процесса используются в качестве хороших, физически понятных прогностических правил. Процесс окклюдирования дает ключ к пониманию эволюции циклонов и антициклонов (см. рис. 7). На последней стадии окклюдированный фронт часто движется медленнее, чем циклон, и загибается (см. рис. 7 *г* и 7 *д*); при этом между начальной и загнутой окклюзиями образуется ложный теплый сектор. На одном и том же фронте, перемещающемся вдоль высотного ведущего потока, может образоваться несколько циклонов, составляющих так называемую серию (или семейство) циклонов. Причем первый из этих циклонов оказывается в наиболее поздней стадии своего развития.

К важным системам фронт—струйное течение северного полушария относятся северный тихоокеанский полярный и северный атлантический полярный фронты (см. рис. 3). Первый из них зимой простирается в среднем от Филиппинских островов севернее Гавайских островов до северо-западного побережья США. Серии циклонов, формирующиеся на этом фронте, приносят влажную и неустойчивую погоду на северо-запад Северной Америки. Северный атлантический полярный фронт, простирающийся зимой от Бермудских островов до Англии, оказывает такое же влияние на погоду всей Европы, а в некоторые периоды времени — и на погоду восточной части США. Летом обе эти системы выражены гораздо слабее и в среднем расположены севернее. Североамериканский арктический и европейский арктический фронты также играют важнейшую роль в развитии погодных процессов. С первым из этих фронтов в северо-восточной части США связаны такие опасные явления погоды, как метели, снежные бураны и гололедные бури, а также распространение сильных волн холодного воздуха с их жестокими морозами далеко к югу. Процесс формирования арктических воздушных масс в районах этих фронтов летом (или по крайней мере в июле), по-видимому, ослабевает. С другой стороны, в южном полушарии антарктический воздух и антарктические фронты существуют в течение всего года, поскольку антарктическое ледяное плато является обширным источником холода даже летом. Несомненно, что большинство перемещающихся областей осадков и штормов во внетропических широтах формируется на системах фронт—струйное течение, разделяющих воздушные массы с существенно различными характеристиками погоды и атмосферных движений. Поэтому такие системы имеют большое значение для предсказания погоды, являясь атмосферными зонами опасности и основными источниками наиболее сильных непериодических изменений погоды синоптического масштаба вне тропиков.

Крупномасштабные тропические системы погоды. В тропиках (а летом также в субтропиках) нефронтальные конвективные и другие погодные явления могут охватывать области шириной в несколько сотен километров. Каждое такое явление можно поэтому изучать и прогнозировать синоптическими методами. В пассатных областях вне экваториальных зон затишья, как над сушей, так и над морем, формируются короткие волны ($\lambda\approx500$ км). Медленное перемещение этих волн в восточном переносе сопровождается характерным усилением ливневой деятельности в их восточной части.

Над тропическими океанами поздним летом и ранней осенью (август—октябрь в северном полушарии и февраль — апрель в южном) существуют условия, благоприятствующие образованию тропических циклонов. Последние представляют собой циклонические вихри, меньшие по размеру (диаметром 100—400 км), но гораздо более интенсивные, чем внетропические циклоны. Скорость ветра в тропических циклонах часто превышает 50 м·с$^{-1}$, суммы осадков составляют 100—500 мм, давление в центре очень низкое. В целом такие циклоны движутся по направлению к полюсу, часто огибая при этом субтропические области высокого давления. Необходимыми условиями их формирования являются, по-видимому, следующие: 1) температура воздуха (и температура поверхности океана) должна превышать примерно 27 °С, что обеспечивает достаточное количество энергии неустойчивости для образования крупномасштабной конвекции; 2) образованию урагана должно предшествовать циклоническое движение и конвергенция трения вблизи поверхности океана (либо около тропического фронта, либо в движущейся на запад волне), что необходимо для возникновения упорядоченных конвективных движений; 3) на высотах должна существовать дивергенция воздушных потоков, обеспечивающая распространение по горизонтали воздуха, поднимающегося во внутренней части урагана (конвергенция внизу и девергенция наверху, возможно, играют роль триггерного механизма при образовании урагана); 4) сила Кориолиса не должна быть слишком мала (иначе говоря, ураганы не могут образоваться вблизи экватора); 5) в районе формирования урагана не должно быть поверхности суши, возмущающее влияние которой препятствует возникновению упорядоченной конвекции. Неясно, являются ли перечисленные условия не только необходимыми, но и достаточными для образования урагана. Вследствие колоссальной разрушительной силы ураганов, сопровождающихся большими скоростями ветра, вызывающих ливневые потоки и затопление берегов, изучение их является главной задачей тропической синоптической метеорологии. С помощью радиолокаторов, разведывательных полетов самолетов и спутников удается прослеживать перемещение уже образовавшихся ураганов, однако прогноз возможности образования урагана все еще остается нерешенной задачей. См. *Ураган*.

Над сушей выполнение условий 1 и 2 никогда не приводит к образованию урагана. Однако в тропиках, а летом также и много дальше к полюсу при этом может сформироваться перемещающаяся конвективная система, впереди которой вблизи ее наружного края движется фиктивный холодный фронт (его также называют линией шквалов). Эти системы имеют приблизительно такую же протяженность и сопровождаются таким же количеством осадков, как тропические ураганы. Вне тропиков такие системы образуются главным образом в теплое время года в теплых секторах циклонов, особенно над Средним Западом США, где они являются основным источником осадков. С такими системами связана опасность наводнений и эрозии почвы, внезапные разрушительные шквалы и даже торнадо, иногда сопровождающие фиктивный холодный фронт; поэтому эти системы представляют собой еще одну проблему при прогнозе погоды. В тропиках перемещающиеся конвективные системы, часто наблюдающиеся в волнах в восточном переносе, вызывают более сильные изменения погоды ото дня ко дню, чем обычно принято считать, в то время как мелкомасштабные ливни имеют суточный ход. Оба эти явления обусловливают экваториальные дожди.

Помимо полярнофронтового струйного течения (меандрирующего между 30 и 70° широты) на широте около 30° вблизи тропопаузы (на высоте примерно 15 км) существуют субтропическое струйное течение и соответствующий фронт. Как правило, это струйное течение немного смещается в меридиональном направлении. Поэтому именно с ним, а не с полярнофронтовым струйным течением связан главный максимум среднего ветра на высотах (на широте 30°) на среднем меридиональном разрезе (см. рис. 2). Однако по той же причине, а также потому, что соответствующий фронт ограничен пределами тропопаузы, по-видимому, это струйное течение, по крайней мере в тропиках, влияет на погоду слабо (если вообще влияет).

Циркумполярная аэрология. После 1940 г. произошло резкое повышение уровня технической оснащенности метеорологии, частично обусловленное возросшей потребностью в метеорологической информации во время второй мировой войны. Крайне редкая сеть метеорологических станций над океанами была несколько увеличена благодаря стационарным судам погоды (называемым также океанскими станциями погоды), полностью оснащенным оборудованием для зондирования атмосферы. Колоссальное усовершенствование технических средств привело к столь же выдающимся научным достижениям в области исследования динамических и термодинамических закономерностей свободной атмосферы. Если до 1940 г. изучение описанных выше погодообразующих механизмов и процессов производилось главным образом с помощью наблюдений в нижней половине тропосферы, то теперь появилась возможность изучать эти механизмы и процессы в их единстве и взаимосвязи с процессами во всей атмосфере. В целом существует непосредственная связь между возмущениями, которые можно обнаружить на обычной (приземной) синоптической карте, и крупномасштабными системами в свободной атмосфере, описанными выше. Применительно к возмущениям систем фронт—струйное течение (включая арктический фронт) это взаимодействие показано на рис. 8. В част-

ности, на этом рисунке видны восемь (I—VIII) обусловленных такого рода системами областей плохой погоды, которые, естественно, представляют интерес для синоптической метеорологии и прогноза погоды.

Зимой полярнофронтовое струйное течение расположено в среднем в широтной зоне 25—45°, а летом — в широтной зоне 40—60° на высоте 7—11 км. Ширина его не превышает нескольких сотен километров, а скорость ветра превосходит 100 м·с$^{-1}$. В зависимости от амплитуды возмущений этого струйного течения могут осуществляться два существенно различных типа воздушных течений: зональный тип, или тип высокого индекса, когда в струйном течении амплитуда волн невелика, и меридиональный тип, или тип низкого индекса,

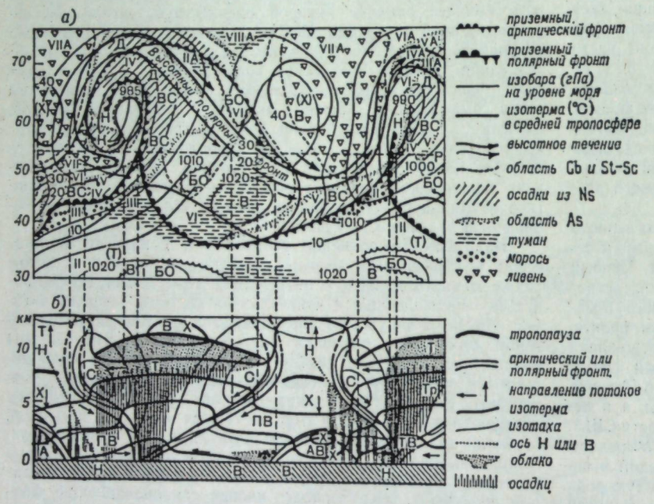


Рис. 8. Модель возмущений в системе фронт—струйное течение в средних широтах северного полушария осенью и весной: приземная карта (*а*) и вертикальный разрез (*б*).

(Т), (Х) — высотные области тепла и холода соответственно, БО — безоблачная область, ВС — фронтальное восходящее скольжение, К — приземная конвергенция, Д — высотная дивергенция, РР — линия вертикального разреза, С — струйное течение, Т — тепло, Х — холод, АВ — арктический воздух, ПВ — полярный воздух, ТВ — тропический воздух.

более теплого воздуха, вызывающая адвективные изменения давления и ветра на большинстве уровней. Эти наблюдения дали еще одно мощное средство для количественного прогноза термических изменений систем движений воздуха. Еще более эффективным для тех же целей оказался расчет вертикальных скоростей с помощью уравнений вихря и дивергенции (рассматриваемый в разделе, посвященном динамической метеорологии).

Поскольку планетарные волны стационарны и устойчивы, их прогноз не вызывает каких-либо затруднений. Более короткие длинные волны медленно перемещаются к востоку, причем в процессе этого движения их абсолютный вихрь почти не изменяется. Это обстоятельство дает возможность прогнозировать перемещение таких волн численно с помощью весьма упрощенной, так называемой баротропной, модели атмосферы, в которой источники и стоки кинетической энергии исключены из рассмотрения. Система длинных волн играет в определенной мере роль ведущего потока для распространения и развития коротких фронтальных волн, определяющих погоду. Однако эти процессы характеризуются также трансформацией потенциальной энергии фронтов в кинетическую энергию циклонов, и короткие волны в струйных течениях в свою очередь будут влиять на крупномасштабную систему волн. Описание таких процессов, часто приводящих к интенсивному фронтальному циклогенезу, образованию крупномасштабных языков холодного воздуха и изоляции циклонов, представляет значительные трудности для численных прогнозов погоды. Однако тот факт, что высотный ведущий поток имеет простую структуру и смещается гораздо медленнее, чем системы вблизи земной поверхности, оказался весьма полезным для краткосрочного прогноза и сделал возможным прогноз на средние сроки (2—5 сут) на синоптико-физической основе. Предпринимаются попытки, не лишенные успеха, использовать также бароклинные прогностические модели атмосферы и включить влияние источников тепла и крупномасштабной орографии в численный краткосрочный и среднесрочный прогноз. Основное препятствие для разработки методов долгосрочного (на 7—30 сут) прогноза состоит в том, что пока неизвестны причины резких переходов от зонального типа высотных систем воздушных течений к меридиональному и обратно.

Благодаря применению радиолокации постепенно вводится в практику непрерывное детальное картирование областей осадков и слежение за их перемещением. Аналогичным образом фотографирование облачных систем со спутников используется при изучении крупномасштабных синоптических процессов. См. *Метеорологические спутники, Радиолокационная метеорология.*

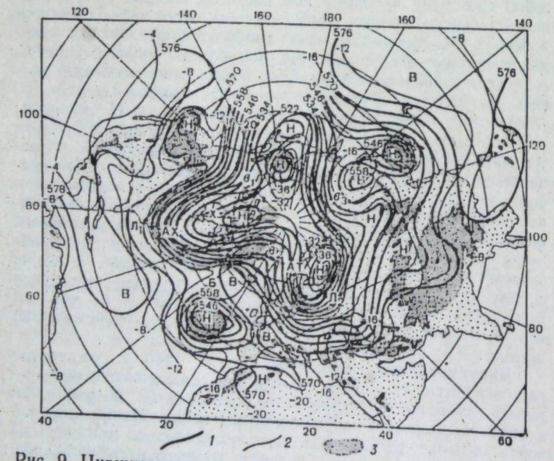


Рис. 9. Циркумполярная система давления и воздушных течений, а также распределение температуры на высотах (поверхность 500 гПа) 12 октября 1945 г. 3 ч по Гринвичу.

1 — изогипсы (дам), *2* — изотермы (°С), *3* — высотный холодный циклон; АТ и АХ — адвекция тепла и холода соответственно, *в* — длинная волна, Л — ложбина.

при котором смещения струйного течения в меридиональном направлении весьма велики и часто приводят к изоляции вихревых образований. На рис. 9 приведен пример распределения температуры и систем давления и воздушных течений в средней тропосфере, представленных полями изотерм и изогипс поверхности 500 гПа. На этом рисунке показаны три длинные волны b_1, b_2 и b_3, глубокая ложбина и четыре изолировавшихся циклона. В те районы, где изотермы заметно отклоняются от линий тока и изогипс, происходит значительная горизонтальная адвекция более холодного и плотного или

Тур Бержерон

ДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Раздел метеорологии, в котором изучаются движения атмосферы и связанные с ними распределения в пространстве давления, плотности, температуры и влажности. Динамическая метеорология, основанная на законах термо- и гидродинамики, сама в свою очередь является научной основой прогнозирования погоды и климатологии. См. *Климатология, Прогноз погоды.*

Термодинамические свойства воздуха. В атмосферном воздухе содержится водяной пар, а также взвешенные капли воды или (и) частицы льда. В динамической метеорологии физика облаков обычно рассматривается в упрощенном виде. В частности, полагается, что давление водяного пара не может превышать его давления при насыщении над плоской поверхностью воды. Пар считается насыщенным, когда в воздухе содержатся водяные (облачные) капли. Различие насыщения над водой и льдом, как правило, не учитывается.

Ненасыщенный воздух. Ненасыщенный воздух не содержит продуктов конденсации и ведет себя подобно идеальному газу. Его давление p, плотность ρ и абсолютная температура T с большой точностью удовлетворяют уравнению состояния

$$p/\rho = RT. \qquad (1)$$

Энтальпия ненасыщенного воздуха, отнесенная к единице массы, описывается выражением

$$h = c_p T + \text{const}, \qquad (2)$$

а выражение для энтропии, также отнесенной к единице массы, имеет вид

$$s = c_p \ln \theta.$$

Потенциальная температура θ определяется с помощью выражения

$$\theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/c_p}, \qquad (3)$$

где p_0=1000 гПа.

В этих выражениях удельная газовая постоянная R и удельная теплоемкость при постоянном давлении c_p слабо зависят от массовой доли водяного пара m. Чаще всего этой зависимостью пренебрегают и используют следующие значения констант для сухого воздуха:

$$R = 287 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot {}^\circ\text{C}^{-1},$$
$$c_p = 1004 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot {}^\circ\text{C}^{-1}.$$

Насыщенный воздух. Ненасыщенный воздух становится насыщенным, если его давление уменьшается или (и) его температура понижается, в то время как концентрация водяного пара m остается постоянной. Если этот процесс продолжается, то давление пара становится равным давлению, соответствующему насыщению, и в результате конденсации образуются облачные капли. Если же этот процесс развивается в обратном направлении, то происходит испарение. В ходе этих процессов выделение или поглощение теплоты фазовых переходов вызывают изменения температуры, которые в свою очередь влияют на движения воздушных масс.

Указанное свойство насыщенного воздуха может быть представлено с помощью выражения для энтальпии насыщенного воздуха, отнесенной к единице массы:

$$h = c_p T + Lm_s(p, T) + \text{const}, \qquad (4)$$

где L — теплота фазовых переходов; m_s — массовая доля насыщенного водяного пара, которая является известной функцией p и T. С другой стороны, концентрация жидкой (или твердой) фазы в общей массе или объеме воздуха очень мала, поэтому уравнение состояния (1) с большой точностью справедливо также и для насыщенного воздуха. Отметим, однако, что приближенные соотношения (1) и (4) не полностью согласованы со вторым началом термодинамики.

Термодинамическое состояние. Термодинамическое состояние воздушной частицы, насыщенной или ненасыщенной водяным паром, определяется тремя величинами, например, давлением p, плотностью ρ и массовой долей влаги (во всех фазах) m. Часто вместо ρ используют температуру T. Сравнение величины m с величиной массовой доли влаги при насыщении $m_s(p, T)$ показывает, находится ли данная воздушная частица в состоянии насыщения; если это так, то можно найти массу сконденсировавшейся влаги.

В тех случаях когда выделение теплоты фазовых переходов не оказывает существенного влияния на движущуюся воздушную частицу, ее термодинамическое состояние определяется только двумя величинами: ρ и p (или T).

Характеристики мгновенного состояния атмосферы. Мгновенное состояние атмосферы может быть охарактеризовано распределением в пространстве термодинамических переменных ρ, p и, возможно, m, а также тремя компонентами скорости воздуха $\mathbf{v}$ относительно Земли. Эти величины рассматриваются как функции трех пространственных координат и времени и характеризуют последовательность состояний, или процесс движения в атмосфере.

Пространственные изменения давления и плотности происходят независимо, и поэтому плотность обычно непостоянна вдоль изобарических поверхностей. В этом случае поля называются бароклинными. В тех особых случаях, когда плотность постоянна вдоль каждой изобарической поверхности, поля называются баротропными.

Основные трудности в динамической метеорологии связаны со сложностью структуры полей движений в реальной атмосфере. На крупномасштабные системы, которые видны на картах погоды, накладываются движения всех масштабов, вплоть до мелких вихрей миллиметрового масштаба. Такие движения не могут быть описаны во всех деталях; вместо этого рассматривают сглаженные поля, в которых возмущения, меньшие определенного масштаба, отсутствуют. Однако вследствие нелинейности основных уравнений эти мелкомасштабные возмущения все же оказывают определенное влияние на крупномасштабные движения. Это влияние может быть учтено только статистически, посредством введения так называемой мелкомасштабной турбулентности, осуществляющей перенос количества движения, энтальпии и влажности.

Основные уравнения. Зависимые переменные p, ρ, m и $\mathbf{v}$ удовлетворяют следующим уравнениям:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \mathbf{v}) = 0, \qquad (5)$$

$$\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\mathbf{k} \times f\rho\mathbf{v} - \rho g\mathbf{k} - \operatorname{grad} p - \mathbf{k}\frac{\partial \mathbf{F}_к}{\partial z}, \qquad (6)$$

$$\rho \frac{dh}{dt} - \frac{dp}{dt} = -\frac{\partial}{\partial z}(F_{рад} + F_э) + \Delta, \qquad (7)$$

$$\rho \frac{dm}{dt} = -\frac{\partial}{\partial z}(F_{ос} + F_в). \qquad (8)$$

Эти уравнения выражают соответственно закон сохранения полной массы (уравнение неразрывности), второй закон Ньютона (уравнение движения), закон сохранения энергии (первое начало термодинамики) и закон сохранения массы влаги. Здесь приняты следующие обозначения:

$$f = 2\Omega \sin \varphi, \qquad (9)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \operatorname{grad}, \qquad (10)$$

t — время; d/dt — индивидуальная производная по времени, т. е. скорость изменения в движущейся воздушной частице; $\mathbf{k}$ — единичный вектор по вертикали; f — параметр Кориолиса; φ — широта; Ω=0,7292·10^{-4} с$^{-1}$ — угловая скорость вращения Земли; g — ускорение свободного падения; $\mathbf{F}_к$ — вертикальный турбулентный поток количества движения; $F_{рад}$ — вертикальный радиационный поток тепла; $F_э$ — вертикальный турбулентный поток энтальпии; $F_{ос}$ — вертикальный поток влаги за счет выпадения осадков; $F_в$ — вертикальный турбулентный поток влаги; Δ — вязкая диссипация.

К этим уравнениям должны быть добавлены граничные условия, выражающие кинематические соотношения на поверхности Земли, а также задающие различные потоки в атмосферу на ее нижней и верхней границах.

В уравнениях (6)—(8) горизонтальные потоки (т. е. потоки через вертикальные поверхности) были опущены. Кроме того, в уравнении (6) выражение для силы Кориолиса было упрощено: был учтен эффект только вертикальной компоненты угловой скорости вращения Земли ($\Omega \sin \Phi$). Это упрощение является общепринятым в динамической метеорологии.

Для того чтобы уравнения (5)—(8) с соответствующими граничными и начальными условиями образовали замкнутую систему, необходимо, чтобы величины $\mathbf{F}_к$, $F_{рад}$, $F_э$, Δ, $F_{ос}$, $F_в$ были выражены через зависимые переменные. Радиационный поток $F_{рад}$ зависит от распределения температуры, водяного пара, облачности и от свойств подстилающей поверхности; этот поток может быть рассчитан с достаточной точностью, если указанные величины известны, хотя эти расчеты достаточно трудоемки. Основные трудности заключаются в определении турбулентных потоков $\mathbf{F}_к$, $F_э$ и $F_в$. Обычно предполагается, что потоки обусловлены главным образом турбулентным об-

меном в пограничном слое атмосферы. Для расчета этих потоков применяется аппарат теории турбулентности. Таким образом, последний член в уравнении (6) описывает силу турбулентного трения. Вычисление F_{oc} затруднено из-за того, что эта величина зависит в значительной степени от мелкомасштабной турбулентности и микрофизических процессов в облаках.

Заметим, что уравнения (5)—(8) нелинейны, так как нелинеен оператор (10). Нелинейность может также возникать за счет соотношений, выражающих турбулентные потоки и теплоту фазовых переходов через зависимые переменные. Уравнения (5)—(8) могут решаться аналитически или численно, и это определяет два различных подхода к решению задач динамической метеорологии — аналитический и численный.

Аналитические методы в динамической метеорологии. Решение полных уравнений (5)—(8), которые описывают сложные процессы, происходящие в атмосфере, аналитически найти невозможно. Однако вместо этого можно изучать различные виды идеализированных движений, для которых могут быть приняты упрощения на основе анализа масштабов и геометрических соображений.

Движения при отсутствии источников тепла и трения. Часто используемое упрощение заключается в том, что не учитываются источники тепла, в частности теплота конденсации. В этом случае, интегрируя уравнение (7), получаем

$$\theta = \text{const} \tag{11}$$

во времени для каждой воздушной частицы (изэнтропическое движение). Тогда из (3) находим для каждой воздушной частицы соотношение между p и ρ или T; такая жидкость называется пьезотропической. Другое упрощение заключается в пренебрежении силой турбулентного трения ($-\partial F_к/\partial z$) в уравнении (6). При применении аналитических методов в динамической метеорологии в подавляющем большинстве исследований принималось предположение о том, что источники тепла и сила трения отсутствуют.

Равновесие. При отсутствии трения и источников тепла, пренебрегая небольшим по величине центростремительным ускорением, можно получить для системы (5)—(8) очень простое решение, которое соответствует устойчивому прямолинейному горизонтальному движению с параллельными линиями тока. Если в уравнении (6) отбросить ускорения, то это уравнение будет выражать баланс сил. В вертикальном направлении имеет место равновесие между силой тяжести и силой, обусловленной наличием градиента давления по вертикали. Это гидростатическое равновесие выражается с помощью следующего уравнения:

$$-g\rho - \frac{\partial p}{\partial z} = 0, \tag{12}$$

где z — высота.

В горизонтальном направлении сила Кориолиса должна уравновешиваться силой барического градиента. Это геострофическое равновесие может быть выражено в следующем виде:

$$-\mathbf{k} \times f\rho\mathbf{v} - \operatorname{grad}_n p = 0. \tag{13}$$

Если пренебречь кривизной Земли и ввести декартову систему координат с осью z, направленной вверх, и осью x, направленной вдоль горизонтальной составляющей скорости u, то уравнение (13) может быть записано в виде

$$u = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial y}. \tag{14}$$

Таким образом, геострофический ветер направлен вдоль изобар (линий постоянного давления), причем так, что высокое давление остается справа в северном полушарии и слева — в южном (рис. 10). На экваторе $f=0$ и соотношение (14) не выполняется. Переменные u, p и ρ зависят только от y и z, но не от x, если поток устойчив. Из (12) и (14) можно получить соотношение, определяющее изменение u с высотой z:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{f}\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_p = -\frac{g}{f}\frac{1}{T}\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p. \tag{15}$$

Из (15) видно, что изменение скорости ветра u с высотой пропорционально фактору бароклинности (индекс p означает, что рассматриваются изменения вдоль изобарической поверхности). Таким образом, в баротропном случае скорость не меняется с высотой.

Пограничный слой атмосферы. Непосредственно к поверхности Земли примыкает турбулентный пограничный слой, толщина которого составляет примерно 1 км. В этом слое турбулентное трение ($-\partial F_к/\partial z$) оказывает существенное воздействие на геострофическое равновесие сил. Вертикальный турбулентный поток количества движения $F_к$ задается с помощью следующего соотношения:

$$F_к = K_к \frac{\partial v_h}{\partial z}. \tag{16}$$

Здесь коэффициент турбулентной вязкости $K_к$ зависит от интенсивности турбулентности. В примыкающем к поверхности Земли слое толщиной 20—30 м коэффициент $K_к$ быстро растет с высотой, а скорость ветра изменяется с высотой по логарифмическому закону. Такой профиль ветра может нарушаться под влиянием турбулентного потока тепла $F_э$. Над этим тонким слоем лежит другой слой, толщина которого значительно больше. В этом слое величина $K_к$ меняется с высотой незначительно. Предполагая, что имеет место равновесие между силами Кориолиса, барического градиента и турбулентного трения, получаем так называемую спираль Экмана, которая выражает изменение скорости ветра с высотой (рис. 11). С ростом z ветер приближается к геострофическому.

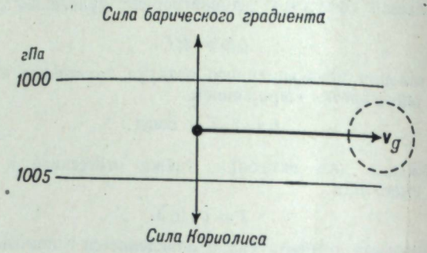


Рис. 10. Геострофический баланс. (*Из S. Petterssen, Introduction to Meteorology, 3d ed., McGraw-Hill, 1969*)

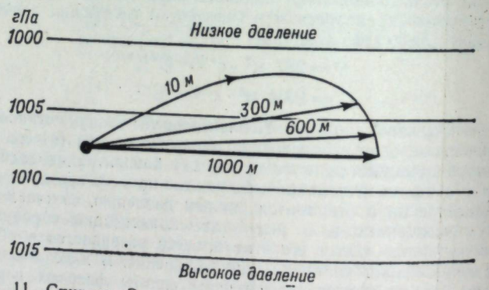


Рис. 11. Спираль Экмана. (*Из S. Petterssen, Introduction to Meteorology, 3d ed., McGraw-Hill, 1969*)

Длина и направление стрелок соответствуют скорости ветра на различных высотах.

Устойчивость. Установившееся состояние атмосферы является по определению устойчивым, если любое малое возмущение остается малым в течение неограниченного времени, и неустойчивым, если сколь угодно малое начальное возмущение может привести к значительному отклонению от установившегося состояния. В этом определении обычно предполагается, что движение изэнтропично, т. е. удовлетворяет условию (11).

Для движения, при котором отклонения от известного установившегося состояния малы, нелинейная система основных уравнений (5)—(8) превращается в систему линейных уравнений для малых возмущений. Эти уравнения определяют отклонения переменных ($\mathbf{v}$, p, ρ) от их значений для установившегося состояния. Указанные линейные уравнения могут решаться аналитически; они имеют решения, соответствующие различным видам волновых движений, амплитуды которых могут либо оставаться малыми, либо неопределенно возрастать. Предполагается, что существование или отсутствие возрастающих волновых решений соответствует неустойчивости или устойчивости установившегося состояния. Можно указать несколько различных типов устойчивости.

Статическая устойчивость. Если в атмосфере, находящейся в состоянии равновесия, смещается по вертикали частица ненасыщенного воздуха, потенциальная температура которой остается неизменной ($\partial\theta=0$), то ее температура T меняется в соответствии с сухоадиабатическим градиентом: $\partial T/\partial z = -0{,}01\ °C\cdot м^{-1}$. Следовательно, если распределение температуры по высоте в атмосфере таково, что на всех уровнях $\partial\theta/\partial z>0$, т. е. $\partial T/\partial z > -0{,}01\ °C\cdot м^{-1}$, то смещающаяся вверх (или вниз) частица становится холоднее (или теплее) окружающего воздуха. Тогда силы плавучести[1] и тяжести, действующие на частицу, возвращают ее в исходное положение. В этом случае говорят, что состояние атмосферы является статически устойчивым. Строгое доказательство устойчивости можно получить, показав, что сумма потенциальной и внутренней энергий ограниченной части атмосферы имеет минимум в состоянии покоя при $\partial\theta/\partial z>0$.

Если $\partial\theta/\partial z<0$ (т. е. $\partial T/\partial z < -0{,}01\ °C\cdot м^{-1}$) на некоторых уровнях, то такое состояние является статически неустойчивым. При этом насыщенный воздух менее устойчив, чем ненасыщенный. Это следует из того, что температура насыщенной частицы перемещающегося по вертикали воздуха изменяется соответственно градиенту, значение которого меньше сухоадиабатического градиента температуры и зависит от p и T.

Статическая неустойчивость часто возникает при нагревании воздуха от нижележащего слоя и приводит к образованию конвекции. Горизонтальный масштаб конвекции имеет тот же порядок, что и толщина слоя неустойчивости. После того как поднимающаяся воздушная масса достигнет некоторого уровня (называемого уровнем конденсации), в ней происходит процесс конденсации, приводящий к образованию кучевообразных облаков.

Инерционная устойчивость. Инерционная устойчивость возникает в установившемся потоке, удовлетворяющем уравнениям (12) и (14), вследствие изменения силы Кориолиса, действующей на частицы, смещающиеся по нормали к потоку вдоль изэнтропической поверхности. Критерий устойчивости, справедливый для обоих полушарий, имеет вид

$$f\,(f - (\partial u/\partial y)_\theta) > 0,$$

где индекс θ означает, что производная берется вдоль изэнтропической поверхности ($\theta=\text{const}$), а величина f положительна в северном полушарии и отрицательна в южном.

Неустойчивость, обусловленная сдвигом ветра. Если вертикальный сдвиг ветра имеет достаточно заметный максимум на некотором уровне, то может возникнуть неустойчивость. При этом в слое максимума сдвига образуется система вихрей с горизонтальными осями, перпендикулярными потоку. В верхних частях этих вихрей может происходить конденсация и образование облаков волнообразной структуры.

Волновые движения. Спектр движений, возможных в устойчивой атмосфере, содержит высокочастотные акустические волны, более низкочастотные гравитационные волны и инерционно-гравитационные волны, частота которых сравнима с параметром Кориолиса f.

Периоды гравитационных волн меньше так называемых маятниковых суток ($12\ ч/\sin\Phi$), поэтому их изучение может производится без учета эффекта вращения Земли. Частоты этих волн не могут превосходить частоту Вяйсяля—Брента $[(g/\theta)\partial\theta/\partial z]^{1/2}$, которой в тропосфере соответствует минимальный период, равный примерно 8 мин. Упорядоченные стационарные гравитационные волны в атмосфере возникают тогда, когда поток устойчиво стратифицированного воздуха движется над холмистой местностью. Свойства этих волн могут быть достаточно детально изучены на основе линейной теории. Наличие рельефа приводит к трансформации кинетической энергии набегающего потока в энергию волн. Волновая энергия может распространяться по вертикали и по горизонтали в направлении распространения потока. В зависимости от длины волны, а также от распределения температуры и ветра с высотой волны могут либо распространяться до очень больших высот, либо поглощаться на низких уровнях. На гребнях волн может происходить конденсация, приводя к образованию стационарных облаков, видимых даже на спутниковых фотографиях. Характерный масштаб этих облаков составляет 10—50 км.

Упорядоченные длинные гравитационно-инерционные волны могут иметь характер вынужденных приливных колебаний, обусловленных главным образом эффектом суточного нагревания и охлаждения. В качестве беспорядочных шумов гравитационно-инерционные волны могут возникать за счет нелинейного взаимодействия с движениями других типов.

Кинематика движений в атмосфере. Поле горизонтальной скорости ветра может быть описано с помощью полей двух скалярных величин — вертикальной составляющей относительного вихря скорости $\zeta=\mathbf{k}\cdot\operatorname{rot}\mathbf{v}$ и горизонтальной дивергенции $\delta=\operatorname{div}_h\mathbf{v}$. Первая из этих величин выражает удвоенную угловую скорость вращения воздушной частицы вокруг вертикальной оси относительно Земли (угловая скорость принимается положительной при вращении против часовой стрелки). Поскольку Земля вращается вокруг локальной вертикали с угловой скоростью $f/2$, то отсюда следует, что абсолютный вихрь скорости воздушной частицы относительно невращающейся системы координат будет равен $f+\zeta$. Горизонтальная дивергенция δ выражает относительную скорость расширения бесконечно малой площадки, занятой движущимся воздухом.

Поле $\mathbf{v}_h$ может быть представлено в виде суммы двух полей — бездивергентного поля $\mathbf{v}_\xi$ и безвихревого поля $\mathbf{v}_\delta$:

$$\mathbf{v}_n = \mathbf{v}_\zeta + \mathbf{v}_\delta;\ \zeta = \mathbf{k}\cdot\operatorname{rot}\mathbf{v}_\zeta;\ \delta = \operatorname{div}_h\mathbf{v}_\delta. \tag{17}$$

Уравнение неразрывности можно записать приближенно в виде

$$\rho^*\delta + \frac{\partial(\rho^* w)}{\partial z} = 0, \tag{18}$$

где ρ^* — стандартная плотность, зависящая только от z. Это следует из того, что поля горизонтальной скорости $\mathbf{v}_\delta$ и вертикальной скорости w формируют систему циркуляций в вертикальной плоскости, в то время как $\mathbf{v}_\xi$ образует горизонтальное циркуляционное движение. Указанные две составляющие движения обладают существенно различными свойствами: для индивидуальной частицы величина δ может быстро меняться вследствие дивергентности сил в барическом поле, в то время как величина ζ меняется более медленно. По этой причине движения в атмосфере могут быть разделены на две категории: преимущественно вертикальные движения, в которых величина $\mathbf{v}_\delta$ является преобладающим компонентом, а величина $\mathbf{v}_\xi$ имеет меньшую значимость, и преимущественно горизонтальные движения, в которых преобладающим компонентом является $\mathbf{v}_\xi$, второстепенным $\mathbf{v}_\delta$. Все виды гравитационно-инерционных волн и мелкомасштабная конвекция относятся к первой категории. В атмосфере эти движения, вообще говоря, имеют малые амплитуды и энергетически мало значимы. Кроме того, поскольку их масштабы слишком малы, они не могут быть отражены на картах погоды. Крупномасштабные движения, легко обнаруживаемые с помощью карт погоды и переносящие бóльшую часть энергии основных барических образований, представляют собой преимущественно горизонтальные движения и поэтому относятся ко второй из упомянутых выше категорий.

Квазистатическое приближение. При движениях, вертикальный масштаб которых мал по сравнению с горизонтальным, мала вертикальная составляющая скорости и соответствующим ей количеством движения можно пренебречь. Пренебрегая также влиянием вертикального турбулентного трения, получаем уравнение гидростатики (12), которое заменяет проекцию уравнения (6) на вертикальную ось. В атмосфере, где вертикальный масштаб движений ограничен из-за большой статической устойчивости стратосферы, квазистатическое приближение применимо к процессам, горизонтальные масштабы которых превышают 200 км.

Крупномасштабные квазигоризонтальные движения. Уравнения самого общего вида (5)—(8) применимы для описания всех указанных типов движений. При изучении наиболее важных крупномасштабных квазигоризонтальных движений удобно использовать уравнения, которые описывают именно такие движения. В этих уравнениях прежде всего исключаются указанные выше преимущественно вертикальные составляющие движения. Это достигается путем применения фильтрующих аппроксимаций, а именно, при расчете количества движения по горизонтали не учитывается компонента скорости $\mathbf{v}_\delta$. Таким образом, горизонтальное ускорение аппроксимируется величиной $d\mathbf{v}_\xi/dt$. Следовательно, горизонтальная дивергенция сил в правой части уравнения (6) должна обращаться в нуль. Отсюда получаем соотношение между величиной $\mathbf{v}_\xi$ и давлением, которое для малых чисел Россби U/fL (где U — характерная скорость, а L — горизонтальный масштаб) сводится

[1] Здесь под силой плавучести понимается сила Архимеда. Иногда под силой плавучести понимают разность между силой Архимеда и собственным весом частицы. (*Прим. пер.*)

к геострофическому соотношению (13). Для внетропических широт число Россби в случае крупномасштабных квазигоризонтальных движений имеет порядок 10^{-1}, поэтому эти движения являются квазигеострофическими (с погрешностью около 10—20 %).

Эволюция поля скорости приближенно описывается с помощью уравнения вихря, которое может быть получено из уравнения (6) путем применения оператора вихря. В несколько упрощенной форме это уравнение имеет вид

$$d(f+\zeta)/dt = -(f+\zeta)\,\delta \qquad (19)$$

и выражает хорошо известный в механике принцип: абсолютная скорость вращения воздушной частицы вокруг вертикальной оси возрастает, если частица сжимается в горизонтальной плоскости.

Если движение происходит вверх вдоль склона горы, то столб воздуха должен сжиматься в вертикальном направлении и, следовательно, в соответствии с (18) растягиваться по горизонтали ($\delta>0$). Из уравнения (19) следует, что значения абсолютного вихря ($f+\zeta$) должно уменьшаться. Противоположный процесс имеет место при движении вниз по склону. Это объясняет наблюдаемое преобладание антициклонической завихренности над большими горными массивами в северном полушарии ($\zeta<0$).

Над равнинной местностью таких вертикальных растяжений и сжатий всего воздушного столба не происходит, поэтому в среднем для столба воздуха имеется тенденция к сохранению абсолютного вихря. Эта тенденция особенно ярко проявляется на среднем уровне атмосферы — на высоте примерно 5 км над уровнем моря, где в первом приближении для каждой воздушной частицы выполняется условие

$$f+\zeta = \text{const}, \qquad (20)$$

что соответствует баротропной модели. Поскольку величина f растет к северу, то из уравнения (20) следует, что ζ уменьшается, если воздушная частица движется на север, и, наоборот, ζ растет, если воздушная частица движется на юг. Вследствие этого крупномасштабные образования имеют тенденцию смещаться к западу относительно движущегося воздуха.

Баротропная модель использовалась для изучения свойств основного зонального потока, в частности западного переноса в средних широтах. Было установлено, что баротропная неустойчивость (неустойчивость, обусловленная сдвигом ветра) возникает тогда, когда абсолютный вихрь невозмущенного потока имеет резко выраженный максимум на некоторой широте; в этом случае крупномасштабные вихри могут спонтанно расти, получая кинетическую энергию от зонального потока. Если в зональном потоке распределение вихря по широте не имеет максимума, движение баротропно устойчиво. В случае однородного потока возмущения распространяются на запад по отношению к движущемуся воздуху аналогично волнам Россби. Эти волны могут быть приближенно изучены в прямоугольной системе координат в предположении, что f изменяется вдоль оси y (направленной к северу) с градиентом $\beta=df/dy$. Волна с волновым числом L, наложенная на однородный западный перенос, скорость которого равна u, будет распространяться со скоростью c, удовлетворяющей формуле Россби:

$$c = u - (\beta/4\pi^2)\,L^2. \qquad (21)$$

В сферической системе координат вместо (21) может быть получена более точная формула

$$\gamma_n = \omega - \frac{2(\omega+\Omega)}{n(n+1)}. \qquad (22)$$

Эта формула определяет угловую скорость γ_n распространения вокруг земной оси горизонтальной волны в поле функции тока, представленной сферической гармоникой порядка n (с любым долготным номером). Предполагается, что атмосфера вращается с угловой скоростью ω относительно Земли. Наблюдаемые скорости перемещений некоторых крупномасштабных образований в атмосфере находятся в удовлетворительном согласии с соответствующими величинами, полученными по формуле (22).

Баротропная модель описывает лишь особый вид движения. В частности, эта модель не позволяет описать превращения потенциальной и внутренней энергий в кинетическую и наоборот. Применение более общих фильтрованных уравнений позволяет описывать другие крупномасштабные движения. В случае зонального бароклинного потока линеаризованные уравнения для возмущений имеют решения, описывающие рост возмущений. Эти решения хорошо описывают некоторые характеристики внетропических циклонов: размеры, скорость роста, структуру. Говорят, что такой зональный поток обладает бароклинной неустойчивостью. Растущие возмущения получают потенциальную и внутреннюю энергию от зонального потока. Как показывают наблюдения, внетропические циклоны образуются в зоне среднеширотного западного переноса при наличии резко выраженной бароклинности, а также максимума циклонического сдвига ветра. Как бароклинная, так и баротропная неустойчивость могут приводить к внезапному углублению циклонов, что часто наблюдается в действительности.

Численные методы в динамической метеорологии. Использование высокоскоростных электронно-вычислительных машин дало возможность находить приближенные численные решения систем уравнений, которые не поддаются решению аналитическими методами. Это привело к созданию новой области в динамической метеорологии. Появилась возможность отказаться от многих упрощающих предположений, которые необходимо было вводить при применении аналитических методов. В частности, отпала необходимость в линеаризации уравнений.

Прогноз погоды. По начальному состоянию атмосферы, которое известно из наблюдений, можно рассчитать последующие состояния путем численного интегрирования по времени уравнений (5)—(8). Для этого метеорологические поля представляются с помощью значений в узлах пространственной сетки и дифференциальные уравнения аппроксимируются конечно-разностными уравнениями. Таким образом строится численная модель атмосферы. Общий объем вычислений для заданного периода интегрирования зависит от способа аппроксимации уравнений (5)—(8), от пространственного разрешения сетки (по горизонтали и вертикали) и от размеров области, для которой производятся вычисления. Кроме приближения квазистатичности в некоторых случаях используются фильтрующие аппроксимации, однако могут рассматриваться и уравнения в нефильтрованном, исходном виде.

Для практического использования прогноза погоды нужно, чтобы время, необходимое для вычислений, было значительно меньше времени развития реальных метеорологических процессов. Это накладывает существенное ограничение на объем вычислений в модели и обусловливает введение ряда упрощений, зависящих от возможностей имеющейся вычислительной техники.

Наиболее простой из возможных моделей является баротропная, которая получается в том случае, когда на каждой вертикали используется только одна точка сетки, причем, как правило, на уровне 500 гПа. Система уравнений тогда сводится к уравнению (20) или к некоторой его модификации. Это уравнение может быть записано для функции тока как единственной зависимой переменной. Все другие физические процессы игнорируются. Несмотря на крайнюю простоту этой модели, с ее помощью могут выполняться прогнозы заблаговременностью до 3 сут, имеющие большое практическое значение.

При увеличении числа узлов сетки вдоль каждой вертикали используют бароклинные модели, имеющие бóльшую точность, однако требующие большего количества времени для расчетов. Упрощения, которые чаще всего используются в таких моделях, заключаются в пренебрежении трением и источниками тепла (а также теплоты фазовых переходов). Кроме того, влажность исключается из числа переменных. Ошибки за счет этих упрощений растут относительно медленно с увеличением срока прогноза, так что полученные прогнозы могут иметь практическую ценность при заблаговременности до 4 сут. Несмотря на отсутствие в моделях характеристик влажности, эти модели могут использоваться также для прогноза осадков, так как известно, что осадки связаны с восходящими движениями.

Возмущения в атмосфере могут распространяться со скоростью звука и проходить расстояния между двумя максимально удаленными точками на земном шаре за время менее 20 ч. Поэтому, строго говоря, интегрирование должно распространяться на всю атмосферу, даже если период интегрирования равен одним суткам. Однако на практике этого не придерживаются из-за слишком большого объема вычислений, а также из-за отсутствия данных, определяющих начальное состояние всей атмосферы. К счастью, скорость распространения основных возмущений меньше скорости звука, поэтому результаты интегрирования по ограниченной области атмосферы используются на практике.

Интегрирования по времени, выполненные с помощью бароклинных моделей атмосферы, подтвердили и дополнили результаты, полученные с помощью аналитических методов, в частности такие, как рост циклонических возмущений в бароклинно-неустойчивом зональном потоке и образование связанных с этими возмущениями фронтальных систем.

Общая циркуляция атмосферы. Источником движений в атмосфере является солнечная радиация. Процессы поглощения и излучения радиации обусловливают распределение источников и стоков тепла, которое непрерывно нарушает равновесие и поддерживает движение в атмосфере. При этом объем и давление в индивидуальных воздушных частицах изменяются во времени таким образом; что в среднем при более высоком давлении имеет место расширение, а не сжатие. В результате тепло превращается в механическую энергию, подобно тому, как это происходит в тепловой машине. Полученная таким образом механическая энергия тратится в основном на преодоление трения в самой атмосфере и лишь очень малая часть расходуется на работу по динамическому воздействию на океанскую поверхность, которое поддерживает океанские течения и волны.

Система макромасштабных движений в атмосфере называется общей циркуляцией. В настоящее время имеется возможность моделировать общую циркуляцию с помощью численных моделей. Модель общей циркуляции должна удовлетворять следующим требованиям: 1) быть глобальной или полусферной с предположением симметрии относительно экватора; 2) иметь достаточное вертикальное разрешение, чтобы могли быть описаны все переходы энергии; 3) содержать радиационные и конденсационные источники тепла; 4) содержать турбулентные потоки количества движения, энтальпии и водяного пара.

Таким образом, численная модель для изучения общей циркуляции атмосферы оказывается чрезвычайно сложной. Однако, поскольку она не предназначена для прогноза погоды, не обязательно выполнять численное интегрирование быстрее реального времени. Кроме того, нет необходимости начинать интегрирование исходя из реального состояния, определяемого глобальными наблюдениями. Выполненные по некоторым начальным состояниям численные интегрирования на длительные сроки позволили воспроизвести основные статистические закономерности атмосферы, включающие климатические распределения. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

Особые виды процессов в атмосфере. Другим важным разделом динамической метеорологии являются исследования с помощью численных методов различных мезомасштабных процессов в атмосфере, таких, как ураганы, фронты, шквалы, кучевые облака, бризы.

Арнт Эллиассен

Лит.: H. R. Byers, *Elements of Cloud Physics*, 1965; H. R. Byers, *General Meteorology*, 4th ed., 1974; Данилина И. П. (ред.), Метеорология и климатология. Т. 2.— Л., 1977; A. Eliassen and K. Pederson, *Meteorology*. 2 vols., 1977; R. Goody and J. C. Walker, *Atmosferes*, 1972; J. Gribbin, *Forecast, Famines, and Freezes*, 1977; G. J. Haltiner and F. L. Martin, Dynamical and Physical Meteorology, 1957; S. L. Hess, Introduction to Theoretical Meteorology, 1959; Г. И. Марчук. Численные методы в прогнозе погоды. Л.,— 1967.

Доп. лит.: Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л., 1976.

Методика сбора морских биологических проб

Сбор живых морских организмов и наблюдение за ними. В этой статье главным образом рассматриваются методы сбора морских организмов как часть экологических исследований и обсуждаются трудности, которые возникают при получении данных для количественных исследований. Успех биологического исследования океана зависит в основном от того, насколько хорошо судно оборудовано сетями и другими приспособлениями для взятия проб. Только в осушенной зоне можно наблюдать за морскими организмами и собирать их без специальных приспособлений. См. *Океанология.*

Задачи. Основная цель сбора проб — обнаружение (выявление) различных морских организмов. Задача далеко еще не решенная, так как по-прежнему находят новые виды морских животных и растений. В связи с тем что морские организмы существенно различаются по размерам: от микроскопической бактерии до 100-футового голубого кита (*Balaenoptera musculus*),— необходимы разнообразные приспособления для их лова.

Другая задача сбора проб — выявление сезонных изменений количества каждого вида; для ее решения необходимы еще более совершенные приборы для взятия проб. См. *Глубоководная фауна, Морская микробиология, Морская экосистема.*

Бактерии. Поскольку оценка количества бактерий в море и донных отложений связана с выращиванием микроорганизмов из определенных выборок, а затем с подсчетом числа колоний, выросших на искусственных средах, пробы должны быть взяты в стерильных условиях. Пробы глубинных слоев воды берутся с помощью стерильных сосудов, которые опускаются на тросе на нужный горизонт. Закупоренная стеклянная трубка открывается с помощью медного посыльного грузика, который приводит в действие разбивающий механизм. Основная трудность получения проб воды заключается в том, что большое число бактерий живет на поверхности живых организмов и разлагающихся веществ, однако эти бактерии не включаются в оценку. Некоторое количество частиц взвешенного органического вещества может быть получено при пропускании пробы морской воды через мембранные фильтры. Донные бактерии добываются путем получения стерильной выборки из средней части пробы осадка.

Фитопланктон. Размер планктонных растений составляет примерно от 1 до 2000 мкм. Планктонные организмы можно собирать с помощью любого батометра или мелкоячеистой сети из шелкового газа.

Пробы, взятые батометром. Фитопланктон собирается батометрами на стандартных глубинах (5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200 и 300 м). Затем проба фильтруется, обсчитывается и определяется ее видовой состав. Один из методов сбора фитопланктона состоит в процеживании пробы воды через мелкоячеистые фильтры. Для подсчета наиболее мелких видов особенно удобны миллиметровые фильтры, через которые процеживается известный объем воды (от 0,5 до 2 *л*). Фильтрат осветляется путем обработки кедровым маслом, после чего растения можно исследовать под микроскопом.

Фитопланктон, собранный батометром, осаждается путем помещения определенного объема воды в ультрацентрифугу, но даже при очень высоких скоростях ее вращения ($15\,000$ об·мин$^{-1}$) полного осаждения не происходит.

Растения в выборке могут быть также оставлены в специальной счетной камере для оседания в темноте. Примерно через сутки они определяются и подсчитываются с помощью инверсионного микроскопа (Utermohl's microscope). Можно также зафиксировать пробу формалином и оставить ее для осаждения на несколько суток. Для того чтобы не разрушить голых жгутиконосцев, необходимо использовать не формалин, а другой фиксатор.

Можно также получить оценку общего количества растительного вещества в пробе путем подсчета массы содержащегося в растениях хлорофилла. После фильтрации или центрифугирования осадок обрабатывается стандартным количеством ацетона, который растворяет хлорофилл. С помощью оптических или спектроскопических методов можно определить плотность содержания пигмента.

Пробы, собранные сетью. Для сбора фитопланктона широко используются мелкоячеистые конические сети. Коническая фильтрующая часть сети крепится, как правило, к матерчатому полотнищу, которое пришито к металлическому кольцу, несущему на себе три натягивающие веревки. Оптимальный диаметр входного отверстия составляет примерно 50 см. Фильтрующая часть, которая заканчивается стаканчиком, сделана из тонкого газа, имеющего примерно 200 отверстий на 2,5 см. Сеть может быть протянута вертикально через 100-м слой воды, содержащий фитопланктон.

Этот метод имеет два основных недостатка. Во-первых, даже при использовании очень тонкого газа самые мелкие организмы все же легко проходят через ячейки сети, а во-вторых, при обилии фитопланктона ячейки сети могут засориться, что уменьшает ее фильтрующую способность. Кроме того, весь водяной столб, отсеченный металлическим кольцом, не может пройти через сеть даже при ее максимальной фильтрующей способности. Для преодоления этих трудностей необходимо на входном отверстии сети установить счетчик с вращающимся механизмом, градуирующим поток.

С помощью вышеупомянутых методов можно получить количественные характеристики, установив число, объем или массу растений на данный момент и в определенном месте. Для определения продуктивности растений (обычно выраженной как количество углерода, поглощенного за 1 сут под 1 м^2 поверхности воды) необходимо использовать другие методы. См. *Плодородие морских вод.*

Зоопланктон. Мелкоячеистые фитопланктонные сети могут также использоваться для лова наиболее мелких представителей зоопланктона, таких, как простейшие, а также черви,

моллюски и ракообразные на ранних стадиях (как правило, длина науплиусов веслоногих рачков не превышает 0,1 мм).

Сети для сбора зоопланктона могут быть протянуты горизонтально, наклонно или вертикально. Скорость протягивания сети около 1 уз. Сети с входным отверстием около 70 см предназначены для сбора организмов зоопланктона малых и средних размеров — веслоногих и ракушковых рачков (*Copepoda* и *Ostracoda*), крылоногих моллюсков (*Pteropoda*), аппендикулярий и др. Количество ячеек может варьировать от 40 до 400 на 2,5 см. Более крупные виды зоопланктона, такие, как эвфаузииды, креветки, кольчатые черви, медузы, молодь рыб и другие, удобнее ловить сетями с диаметром входного отверстия около 100 см. Такой тип сетей делается из более грубого материала, такого, как стромин (с 11 или 12 ячейками на 2,5 см).

Для установления вертикального распределения видов необходим специальный механизм для закрывания сети. Сеть

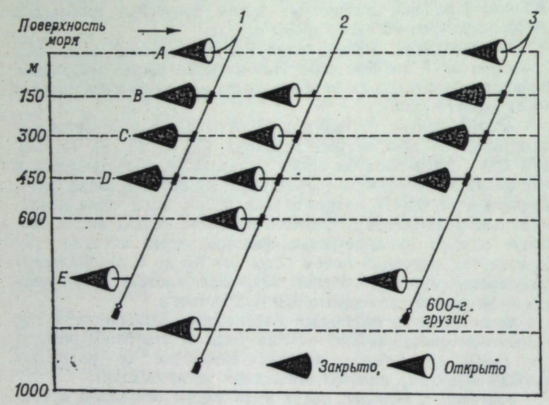


Рис. 1. Серия открывающихся и закрывающихся сетей, которые протягиваются одновременно; эти сети использовались в ходе Транстихоокеанской экспедиции. (*Данные Scripps Institution of Oceanography*)

Сети *A* и *E* — обычные сети для количественного лова; сети *B*, *C* и *D* — открывающиеся и закрывающиеся. В точке *1* в сеть *A* поступает вода, посыльный грузик скользит вниз и открывает сети *B*, *C* и *D*, затем вся серия опускается на глубину 150 м (*2*). После этого вся серия поднимается на 75 м (*2* и *3*) и протягивается на этой глубине в течение примерно 20 мин. Затем серия поднимается еще на 75 м (*3*), сеть *A* извлекается из воды и посылается второй посыльный грузик для того, чтобы закрыть сети *B*, *C* и *D*, и, наконец, вся серия вытягивается из воды. Каждая из сетей *A*, *B*, *C* и *D* облавливает 150-м слой, а сеть *E* облавливает слой от поверхности до глубины 1000 м и более. Во время лова скорость судна составляет 1—1,5 уз. Весь процесс занимает примерно 2 ч.

может быть протянута вертикально от одной глубины до другой (например, 100—50 м или 1500—1000 м), после чего она закрывается и вытягивается на поверхность.

Обычно сеть закрывается с помощью медного посыльного грузика, скользящего вниз по тросу до замыкателя планктонной сети. У замыкателя нансеновского типа пружина освобождает лаглини, и сеть закрывается с помощью шнура, идущего от замыкателя до второго обруча (вокруг верхней части сети). При косом или горизонтальном лове закрывание сети может быть произведено параллельно с измерением глубины. Несколько слоев воды могут быть обловлены сериями сетей, прикрепленных к одному тросу (рис. 1).

Для успешного лова планктонные сети такого типа следует протягивать медленно. Для взятия проб с борта движущегося судна необходимы специальные приспособления. Прибор для взятия проб на больших скоростях, такой, как разработанный, например, в Скриппсовском океанографическом институте, состоит из обтекаемой металлической трубки, содержащей планктонный фильтр и резервуар для собранной пробы. В модели Скриппсовского института имеется самопишущий прибор для регистрации глубины, установленный на задней стороне трубки. Фильтры сделаны из металлической сети Монела, имеющей 23 ячейки на 1 см. Репрезентативные и хорошо сохраняемые пробы могут быть получены при скорости судна 8—10 уз.

Планктонным регистратором Харди (разработанным Э. Харди) снабжены торговые суда, идущие через Северное море и Северную Атлантику. Этот прибор, прикрепленный спереди на подводной части судна, облавливает воды на постоянной глубине 10 м и собирает непрерывные пробы планктона. Углубление в передней части прибора ведет в полость, которая заканчивается медленно протягиваемой лентой из шелкового газа (приводимой в движение механизмом, расположенным в задней части прибора). Когда газ выходит из этого прохода вместе с пойманным планктоном, он покрывается другим слоем движущегося газа, причем оба слоя газа подаются с помощью катушки в резервуар, где фиксируется

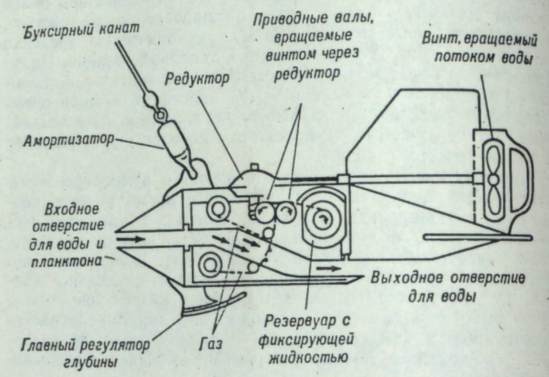


Рис. 2. Схема упрощенного разреза планктонного регистратора Харди. (*Из H. Barnes, Oceanography and Marine Biology, Allen and Unwin, 1959*)

планктон (рис. 2). Ежемесячная регистрация, проводимая на коротких расстояниях, дает информацию о сезонных изменениях фито- и зоопланктона даже при его частичном разрушении.

Нектон. Для отлова активных рыб, головоногих моллюсков и крупных ракообразных необходимы крупнояченистые сети. Трал Айзекса-Кидда (рис. 3), разработанный в Скриппсовском океанографическом институте и используемый в настоящее время исследовательскими судами разных государств, является эффективным орудием лова. Его можно тянуть на скорости 4—5 уз, что дает возможность ловить такие организмы, которые могут ускользнуть из сети, протягиваемой более медленно. В основании входного отверстия этой сети имеется заглубитель, или депрессор, а на конце трала распорный V-образный бар. Таким способом тросы удерживают от закрывания зев трала, ширина которого составляет 3—4,5 м. Этот трал устойчив, удобен для обращения и эффективнее для лова больших нектонных организмов, чем другие сети подобного размера. После разработки закрывающего устройства эффективность этого трала увеличится еще больше. Сеть для лова больших кальмаров и рыб все еще находится на стадии разработки.

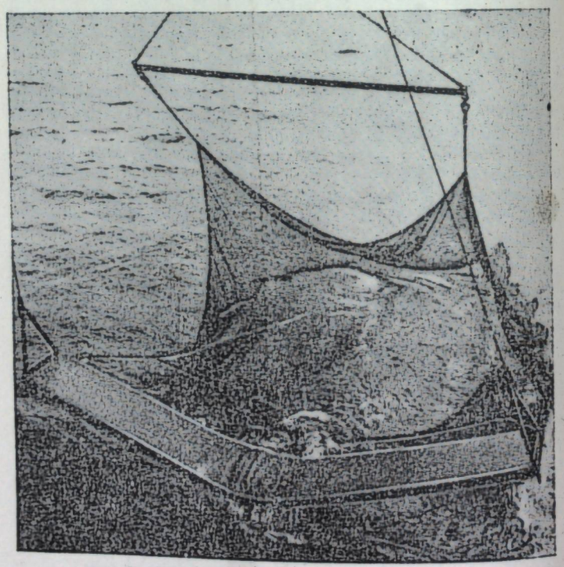


Рис. 3. Трал Айзекса-Кидда для средних глубин. (*Данные Scripps Institution of Oceanography*)

Бентос. Бентосные животные собираются с помощью орудий лова трех видов: дночерпателей, драг и тралов. Для ознакомления с устройствами для сбора осадков со дна океана см. *Морские осадки.*

Дночерпатели. Дночерпатель Петерсена (массой 45 кг) предназначен для захвата поверхности дна площадью 0,1 м² и пригоден для биологических работ как на мелководье, так и на больших глубинах. Железный дночерпатель опускается с открытыми створками, затем при ударе о грунт происходит захват пробы, и орудие захлопывается. Проба промывается через три сита (крупно-, средне- и мелкояченистые). Затем производится взвешивание фракций для получения данных о биомассе. Дночерпатель ван Веена имеет те же параметры, что и дночерпатель Петерсена, однако каждая его створка снабжена длинным рычагом, дающим возможность глубже проникать в донные осадки. Этот аппарат более удобен для работы на мелководье и на жестких грунтах.

Драги. Драга представляет собой мешок из крупноячеистой сети, прикрепленный к прямоугольной раме из кованого железа. Ваер прикреплен к двум уздечкам, подвижно соединенным с короткими сторонами прямоугольного отверстия. Каждая из длинных сторон снабжена косо расположенными лезвиями, которые врезаются в дно моря, собирая организмы, обитающие в толще донных осадков или на поверхности дна. Драги пригодны для сбора прикрепленных и медленно передвигающихся животных, но не для лова более активных форм. Длина большинства драг составляет 0,5—1 м.

Донные тралы. Для лова рыб, а также беспозвоночных наиболее пригоден оттер-трал. Это большая сеть, подобная конусообразному мешку. Входное отверстие открывается с помощью распорных траловых досок, к которым прикреплены два крыла трала. Верхняя подбора держится на поверхности серией кухтылей, в то время как нижняя подбора утяжелена. Тралы Сигсби или Агассиза менее пригодны для ловли рыб, но очень удобны для сбора беспозвоночных. Здесь сеть прикреплена к стальной раме с полозьями таким образом, чтобы трал мог облавливать дно любой из своих сторон.

Для того чтобы получить данные о плотности поселения животных на морском дне, на драге или трале Агассиза устанавливается счетное устройство. Во время драгирования этот механизм катится по дну, фиксируя пройденный путь. Поднятая на поверхность проба промывается, а затем взвешивается. Следует, однако, отметить, что такое приспособление непригодно для оттер-трала.

Методы наблюдения. Прямые наблюдения из батискафа или с помощью специально созданных фотокамер и телевизионного оборудования позволяют получить ценную дополнительную информацию. Если увеличить подвижность батискафов и снабдить их орудиями лова, можно расширить диапазон сбора морских биологических проб и увеличить его точность.[1] См. *Звукорассеивающий слой, Подводная фотосъемка, Подводное телевидение.*

Норман Б. Маршалл

Лит.: H. Barnes, *Oceanography and Marine Biology*, vol. 14, 1976; E. A. Drew et al., *Underwater Research*, 2d ed., 1971; A. C. Hardy, *The Open Sea: Its Natural History*, 2d ed., 1971; J. W. Hedgpeth (ed.), *Treatise on Marine Ecology and Paleontology*, Geol. Soc. Amer. Mem., no. 67, vol. 1, 1957; B. Kullenberg, The technique of trawling, in *Galathea Deep Sea Expedition* 1950-52, 1956; N. B. Marshall, *Aspects of Deep Sea Biology*, 2d ed., 1977; H. U. Sverdrup, M. W. Johnson and R. H. Fleming, *The Oceans*, 1942; U. S. Navy, Obtaining biological specimens, in *Instruction Manual for Oceanographic Observations, H. O. Publ.*, no. 607, 2d ed., 1955.

Доп. лит.: Голиков А. Н., Скарлато О. А. Гидробиологические исследования в зал. Посьета с применением водолазной техники.— Исследования фауны морей, 1965, т. 3, № 11, с. 5—21.

[1] В СССР принят также водолазный количественный метод сбора и учета организмов на верхних отделах шельфа, являющийся в настоящее время наиболее точным и репрезентативным. (*Прим. пер.*)

Микрометеорология

Раздел динамики и термодинамики атмосферы, в котором исследуется главным образом взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью, т. е. обмен массой, количеством движения и энергией на поверхности раздела Земля—воздух, т. е. изучаются процессы, протекающие на нижней границе атмосферы. Таким образом, имеется сильная взаимосвязь между микрометеорологией и теми науками, которые изучают процессы в средах, прилегающих снизу к атмосфере. Микрометеорология занимается также исследованием и прогнозом переноса и рассеяния примесей в нижней атмосфере, поступающих от таких источников, как дымовые трубы и автомобильные выхлопы. Микрометеорология, как правило, изучает вертикальный перенос различных характеристик атмосферы (турбулентность и конвекция) и их изменчивость. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Загрязнение атмосферы, Морская вода.*

Масштабы изучаемых явлений. Микрометеорология отличается от общей метеорологии (в частности, от мезо- и макрометеорологии) масштабами и соответственно особенностями изучаемых явлений.

Во всех разделах метеорологии исследуется пространственно-временна́я изменчивость метеорологических элементов, таких, как температура, составляющие количества движения, влажность. Мезо- и макрометеорологические исследования обычно основаны на стандартной синоптической информации, получаемой по данным сети станций (отечественных и зарубежных), расположенных на расстоянии от 20 до 200 км друг от друга, и направлены в основном на изучение крупномасштабных потоков, переносящих «консервативные» характеристики воздушных масс (такие, как энтропия, концентрация примесей, вихрь скорости) на относительно большие горизонтальные расстояния. См. *Метеорология.*

Микрометеорология изучает очень изменчивые мелкомасштабные атмосферные процессы, которые не полностью описываются данными наблюдений существующих синоптических станций. Это, например, горно-долинная циркуляция, морские бризы, воздушные потоки на подветренной стороне горных хребтов и островов. В нашем случае употребление приставки «микро» оправдано еще и тем, что детальное изучение пространственно-временно́й изменчивости характеристик нижних слоев атмосферы требует использования измерительных приборов относительно малого размера и малой инерционности, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга.

Требования к измерениям. Основная особенность микрометеорологических исследований — использование и совершенствование нестандартных установленных на мачте термометров, анемометров и других приборов для измерения средних вертикальных профилей и градиентов температуры, скорости ветра и других характеристик. Уменьшение размеров чувствительных элементов аппаратуры необходимо для изучения короткопериодных флуктуаций метеорологических величин. В основном эти флуктуации ограничены диапазоном частот от нескольких циклов в секунду до нескольких циклов в минуту.

Существенным требованием к измерительной технике является совершенствование приборов для прямого измерения потоков вблизи подстилающей поверхности, таких, как турбулентные потоки тепла и влаги, напряжение трения, компоненты радиационного баланса. Микрометеорологические исследования нередко включают изучение диссипации энергии крупномасштабных потоков воздуха под действием напряжения трения у поверхности Земли, суточного цикла нагревания и охлаждения, а также гидрологического цикла.

Микрометеорологию часто называют метеорологией хорошей погоды. Это связано с тем, что из всего количества солнечной радиации, поступающей на Землю при ясном небе, поверхности достигает около 70 % радиации и около 10 % отражается обратно (оставшаяся часть поглощается воздухом), тогда как при наличии облачного покрова средней толщины и степени покрытия небосклона только около 30 % солнечной радиации достигает поверхности, а 60 % рассеивается в космическом пространстве. Солнечная радиация, поступающая на нижнюю границу атмосферы, частично поглощается и частично отражается, альбедо приходящей солнечной радиации составляет обычно около 15 %, однако может изменяться от 5 до 90 % для очень темных и очень светлых (таких, например, как свежевыпавший снег) поверхностей соответственно. Первостепенной задачей микрометеорологии является анализ и прогноз распределения их трансформации поглощенной солнечной радиации в процессе установления теплового баланса подстилающей поверхности. В соответству-

ющее уравнение теплового баланса входят члены, учитывающие длинноволновое излучение земной поверхности, ее теплообмен с воздухом и нижележащими слоями почвы, а также обмен теплотой фазовых превращений воды (последнее связано главным образом с испарением, сублимацией, таянием). В некоторых случаях существенную роль играют затраты энергии на фотосинтез.

Изменение температуры поверхности Земли, т. е. непосредственная реакция на изменение интенсивности поступающей радиации, в значительной мере определяется скоростью перемещения в данном районе прилегающих к поверхности слоев воздуха. Физические характеристики естественных поверхностей существенно неоднородны вследствие изменчивости растительного покрова и других факторов. В сочетании с поступлением относительно большого количества солнечной радиации это обусловливает поразительно сложную и изменчивую структуру слоя воздуха толщиной несколько десятков метров, прилегающего к поверхности Земли.

Сильные флуктуации и большие градиенты температуры, плотности и влажности воздуха влияют на распространение звука и света, порождают ряд явлений, связанных с рефракцией световых лучей и особенностями их рассеяния при различных физико-географических условиях. К таким явлениям относятся оптический мираж, мерцание звезд, а также нарушения радиосвязи и работы радаров. См. *Метеорологические приборы.*

Наиболее значительные области применения. Микрометеорологические исследования имеют особое значение, поскольку позволяют получить подробную информацию о физических процессах в тех слоях атмосферы, которые являются средой обитания живых организмов. Микрометеорологические данные заполняют пробелы в информации, поступающей от сети станций. Микрометеорологические исследования дают возможность получить данные, используемые в различных областях науки и деятельности человека, таких, как климатология, океанография, почвоведение, сельское хозяйство, биология, охрана окружающей среды. Микрометеорология принадлежит к числу разделов термодинамики атмосферы, предмет изучения которых сравнительно легко поддается полному экспериментальному описанию и тестированию с помощью теоретических моделей. Поскольку характерные масштабы исследуемых процессов достаточно малы, попытки управления естественными процессами в нижних слоях атмосферы оказались успешными. Это искусственное изменение альбедо или других характеристик поверхности (например, аэродинамической шероховатости), дополнительное подведение тепла или искусственное сохранение его в почве (например, мульчирование), использование ветрозащитных сооружений, экранов от солнечной радиации и дымовых завес, искусственная турбулизация воздуха и, наконец, орошение. См. *Воздействие на погоду, Изменение климата, Микрометеорология сельскохозяйственных культур, Прикладная метеорология, Сельскохозяйственная метеорология.*

Исследования турбулентности и их применение. Вертикальные потоки в основном формируются за счет вихревого или турбулентного переноса тех или иных характеристик воздуха. Можно выделить два способа определения таких потоков. Один из них основан на наличии связи между потоками и вертикальными градиентами средних величин, устанавливающимися под влиянием турбулентности, а другой — на статистическом описании турбулентных пульсаций, зафиксированных малоинерционными приборами. Связующим звеном между этими двумя подходами является предложенное Рейнольдсом выражение, которое описывает средний поток той или иной субстанции в виде среднего смешанного второго момента пульсаций вертикальной скорости ветра и пульсаций рассматриваемой субстанции.

Эффективным методом исследования является спектральный анализ пульсаций, с помощью которого определяется распределение изменений метеорологических элементов по частотам. Согласно Вондер Ховену, в энергетическом спектре горизонтальной составляющей скорости ветра (в диапазоне частот 0,001—100 $ч^{-1}$), полученном по данным измерений на верхнем уровне метеорологической башни в Брукхейвене (Лонг-Айленд), наблюдаются два максимума энергии, приходящиеся на частоты примерно 4 $сут^{-1}$ и 1 $мин^{-1}$. Глубокий минимум энергии на частотах около 1—10 $ч^{-1}$ наблюдается над различными поверхностями и при разных синоптических условиях. Этот провал в спектре, по-видимому, разделяет реально существующие в атмосфере мезо- и микрометеорологические масштабы турбулентности.

Вследствие относительно высоких чисел Рейнольдса все движения воздуха в атмосфере являются турбулентными. Это означает, что отдельные частицы не движутся по гладким и параллельным траекториям (как это имеет место в случае ламинарного потока), даже если движущая сила (сила градиента давления) постоянна и однородна, а поверхность плоская и гладкая. Интенсивность атмосферной турбулентности (измеряемая отношением среднего квадратического отклонения компонентов скорости ветра к его средней скорости) обычно находится в пределах 0,2—0,4, что значительно больше интенсивности турбулентности в аэродинамических трубах.

Турбулентные вихри в нижних слоях атмосферы получают энергию главным образом от крупномасштабного среднего движения. Турбулентность в этих слоях зависит также от шероховатости поверхности. Эта динамическая турбулентность усиливается при нагревании поверхности и подавляется при ночном охлаждении. Отдельные порывы можно объяснить воздействием возмущений или вихрей определенного размера. Существует диапазон размеров вихрей (спектр вихрей). В приповерхностных слоях размер вихрей увеличивается пропорционально расстоянию от поверхности Земли, а затем с высотой уменьшается.

Атмосферная турбулентность оказывает влияние на полеты самолетов и баллистических снарядов. Опасные ситуации могут возникнуть, когда дополнительным источником турбулентности становится нагревание земной поверхности и силы плавучести, возникающие за счет выделения теплоты фазовых превращений воды в восходящих струях, которые поднимаются выше уровня конденсации (конвекция в кучевых облаках).

Многие аспекты исследований турбулентности представляют интерес как для микрометеорологии, так и для авиации. См. *Турбулентность при ясном небе.*

Гейнц Г. Леттау

Лит.: R. Geiger, *The Climate near the Ground*, 4th ed., 1965 (Р. Гейгер, Климат приземного слоя воздуха.— М., 1960); H. E. Landsberg (ed.), *Advanced in Geophysics*, suppl. I: *Descriptive Meteorology*, by R. E. Munn, 1966; H. Lettau and B. Davidson (eds.), *Exploring the Atmosphere's First Mile*, 2 vols, 1957; C. H. Priestley, *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*, 1974 (С. Х. Пристли, Турбулентный перенос в приземном слое атмосферы.— Л., 1964); P. Schwerdtfeger, *Physical Principles of Micrometeorological Instruments*, 1976; O. G. Sutton, *The Challenge of Atmosphere*, 1961; O. G. Sutton, *Micrometeorology*, 1977 (О. Г. Сэттон, Микрометеорология.— Л., 1968); J. Van der Hoven, Power Spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour, *J. Meteorol.*, 14: 160, 1957.

Доп. лит.: Адаменко В. Н. Мелиоративная микроклиматология.— Л., 1979; Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.— Л., 1979.

Микрометеорология сельскохозяйственных культур

Изучение взаимодействия растительности с окружающей средой, направленное на объяснение и получение количественной оценки нетто-фотосинтеза (разности между фотосинтезом и дыханием растений) и использования воды (транспирация растений и испарение с почвы) в зависимости от метеорологических условий и влагосодержания как почвы, так и самих растений. Для решения этих задач требуется комплексный подход, в силу того что беспорядочное распределение листьев, плодов и стеблей в растительном массиве изменяет его локальное окружение весьма сложным образом, а процессы переноса и трансформации различных видов энергии связаны между собой. Микрометеорология растительных сообществ основана на результатах исследований в области физиологии и анатомии растений, а также исследований по метеорологии и гидрологии. Широко используются также теоретические методы изучения радиационного и турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Практической целью проводимых исследований является разработка более совершенной архитектоники растений и методов их размещения с целью обеспечения лучшей освещенности всех частей растения, более эффективного использования воды, уменьшения опасности заражения различными болезнями, а также появления сорняков и вредителей. Для защиты всходов и зрелых сельскохозяйственных культур от неблагоприятных погодных условий в аридных зонах и областях с сильными ветрами создают полезащитные лесополосы, изменяющие локальный микроклимат. См. *Микрометеорология, Сельскохозяйственная метеорология.*

Общие положения. В основе микрометеорологии растительных сообществ лежат законы сохранения энергии и массы.

В процессе исследований анализируются потоки радиации в диапазонах различных длин волн, выделение или поглощение теплоты фазовых превращений воды, а также турбулентный перенос тепла в атмосфере и молекулярный — в почве, внутри растений и в ламинарном подслое, образующемся у их поверхностей. При исследовании радиационных процессов наибольшее внимание уделяется фотосинтетически-активной (0,4—0,7 мкм), ближней (0,7—3 мкм) и дальней инфракрасной (3—100 мкм) радиации. При анализе обмена массой между растительностью, почвой и окружающим воздухом основное внимание уделяется изучению потоков водяного пара и углекислого газа. Помимо этого, измеряются потоки и других веществ, таких, как аммоний, сернистый газ, пестициды и др. Все эти вещества распространяются процессами молекулярной диффузии у поверхности почвы и растительности, а также процессами турбулентного обмена в атмосфере. Хотя воздушный поток внутри растительности и над ней обычно сильно турбулизирован, в ночных условиях турбулентный обмен часто сильно ослабевает вследствие образования устойчивой стратификации в результате выхолаживания поверхности почвы и части листвы за счет длинноволнового излучения. Иногда в этом случае образуются туманы и радиационные заморозки. Аэродинамическое торможение воздуха и теплофизические свойства растительности также влияют на характер движения воздуха и интенсивность турбулентного обмена.

Математическое моделирование и натурные полевые эксперименты проводятся обычно для высоких сомкнутых сельскохозяйственных культур, таких, как кукуруза или пшеница, которые могут быть стилизованы в виде горизонтально-однородных слоев бесконечной протяженности. Прямая и рассеянная радиация, проходя через выделенный слой растительности, частично им поглощается, частично отражается, а остальная часть проникает сквозь каждый слой. Фотосинтетически-активная радиация при этом полностью поглощается особыми пигментами (хлорофиллом, каратиноидами и др.). Ближняя инфракрасная радиация поглощается слабее — она главным образом отражается от элементов растений, в силу чего достигает поверхности почвы в относительно больших количествах. Растения являются хорошими поглотителями и излучателями дальней инфракрасной радиации. Перенос количества движения, тепла, водяного пара и углекислого газа можно рассматривать как бы состоящим из двух фаз. Первая — это молекулярный перенос от поверхности листа в окружающий его воздух, а вторая — вертикальный турбулентный перенос в атмосфере. Для расчетов потоков тепла необходимо знать средние температуры листа и окружающего листву воздуха. Среднюю температуру листвы определить очень сложно, поскольку часть листьев освещена солнцем, а часть находится в тени. Приемники радиации, перемещаемые внутри растительности, обнаруживают в условиях безоблачной погоды бимодальное распределение интенсивности радиации в большинстве растительных сообществ. Это означает, что большая часть элементов растительного покрова либо очень ярко освещена солнечным светом, либо сильно затенена. Теоретические модели поглощения радиации слоем растительности позволяют рассчитывать поступление радиации как на хорошо освещенные, так и на затененные элементы растительного покрова, что зависит от наклона листьев к горизонту и их ориентации относительно солнечных лучей. В основе теоретических и экспериментальных исследований лежит представление о связности радиационных потоков и потоков тепла и водяного пара. Это относится как к сложным системам растительных сообществ, так и к отдельному листу.

Фотосинтез. При исследовании фотосинтеза растений методами микрометеорологии особенности фотосинтеза и дыхания на уровне молекулярной физики и химии не рассматриваются и анализ ограничивается процессами более крупных масштабов. Из таких процессов наиболее важными являются диффузия углекислого газа в атмосфере, его поступление к листьям и последующее проникновение через устьица во внутренние клетки листа. После этого CO_2 попадает в хлоропласт, где карбоксилирующие ферменты ускоряют первую фазу превращения углекислого газа в органическое вещество растения. Энергия, необходимая для таких биохимических превращений, поставляется фотосинтетически-активной радиацией. В настоящее время достигнут значительный прогресс в понимании сложных процессов, происходящих при прохождении углекислого газа из атмосферы в область его карбоксилирования внутри листа. Интенсивность такого переноса зависит от цепи последовательных сопротивлений: турбулизированной атмосферы, ламинарного подслоя, устьиц, мезофилла и др. Большинство этих сопротивлений определяется состоянием растений, что позволяет последним регулировать поступление CO_2 во внутренние полости листьев. Сопротивление атмосферы и ламинарного подслоя зависит в первую очередь от скорости ветра.

Концентрация углекислого газа и фотосинтетически-активная радиация являются другими внешними факторами, определяющими интенсивность фотосинтеза. Концентрация CO_2 обычно составляет около 315 $млн^{-1}$. Эксперименты показали, что увеличить концентрацию CO_2 над полями сельскохозяйственных культур практически невозможно из-за интенсивной турбулентной диффузии. В связи с этим концентрацию CO_2 нельзя рассматривать как легко изменяемый внешний фактор. Солнечная радиация изменяется очень сильно как по интенсивности, так и по характеру (прямая или рассеянная), а также зависит от высоты солнца и наличия или отсутствия облачности. Листья многих видов растительности могут в процессе фотосинтеза усвоить солнечную радиацию в количествах, превышающих ее полный поток. К таким видам относятся южные культуры, такие, как кукуруза, сахарный тростник, бермудская трава, которые поглощают углекислый газ с помощью ферментов фосфоенолпируваткарбоксилазы. К другим видам растений, у которых максимальный фотосинтез имеет место при меньших значениях происходящей солнечной радиации, относятся соевые бобы, сахарная свекла и пшеница. У этих растений поглощение CO_2 происходит с помощью ферментов рибулозо-1,5-дифосфаткарбоксилазы. В общем большинство растительных сообществ увеличивает интенсивность фотосинтеза с ростом приходящей радиации в силу двух причин. Во-первых, при росте интенсивности облучения затененные или частично затененные листья в глубине растительного сообщества получают больше солнечной энергии. Во-вторых, поскольку солнечные лучи падают под различными углами на незатененные по-разному ориентированные листья у верхней границы растительного покрова, не все из этих листьев получают максимально возможное количество радиации. В связи с этим интенсивность их фотосинтеза будет расти с увеличением количества приходящей радиации. Увеличение отношения рассеянной радиации к прямой (например, при появлении дымки или тонких облаков) приводит к росту радиации, получаемой затененными листьями, и, следовательно, к общему увеличению фотосинтеза.

Если растения испытывают недостаток почвенной влаги, устьица могут закрыться и ограничить доступ углекислого газа во внутренние полости листа. Закрытие устьиц предохраняет растение от высыхания, но ослабляет при этом фотосинтез.

Транспирация и теплообмен. Под транспирацией понимается процесс диффузии водяного пара из внутренней полости листа в окружающий воздух. Водяной пар при этом диффундирует от клеток внутри листа через устьица и ламинарный подслой у поверхности листа в окружающую атмосферу. Обмен теплом с атмосферой происходит непосредственно через поверхность листьев, устьица в этом процессе не участвуют. Сопротивление устьиц влияет на обмен теплотой фазовых превращений воды, т. е. на обмен водяным паром.

Мелкие листья и хвоя отдают тепло более интенсивно, чем крупные, такие, например, как листья банана. Согласно полуэмпирической теории, сопротивление пограничного слоя листа пропорционально квадратному корню из характерного размера листа и обратно пропорционально квадратному корню из скорости набегающего потока. Эти закономерности подтверждены экспериментальным путем.

Благоприятными условиями для транспирации растений при достаточной интенсивности солнечной радиации являются низкая влажность, высокая температура воздуха и малое сопротивление устьиц. Низкая температура воздуха при высокой влажности и большое сопротивление устьиц создают благоприятные условия для теплообмена листвы с атмосферой. Скорость ветра влияет только на интенсивность турбулентного обмена и не сказывается на соотношении между обменом теплом и теплотой фазовых превращений воды. В аридных областях затраты тепла на транспирацию растений могут быть больше радиационного баланса за счет тепла, поступающего от сухого и теплого окружающего воздуха к более холодной испаряющей поверхности листьев. Такие дополнительные притоки тепла увеличивают транспирацию растительности.

Методы определения турбулентных потоков. Для определения в полевых условиях потоков углекислого газа, водяного пара и тепла от растительности в атмосферу используются по крайней мере три метода. Полученные этими методами потоки количественно характеризуют взаимодействие растительности с окружающей средой, но не дают ему объяснения.

В основу метода теплового баланса положено представление о том, что радиационный баланс расходуется на транспирацию и испарение, турбулентный теплообмен с атмосферой, фотосинтез, теплообмен с почвой и на изменение энтальпии растительного покрова. Радиационный баланс определяется специальными приборами — балансомерами,— измеряющими разность между потоками приходящей и уходящей радиации. Наиболее значимые расходные компоненты теплового баланса — затраты тепла на транспирацию и теплообмен с атмосферой — определяются по данным о вертикальных градиентах водяного пара и температуры. Затраты энергии на фотосинтез находятся по градиентам концентрации углекислого газа.

Аэродинамические методы определения турбулентных потоков основаны на соотношениях, связывающих эти потоки с вертикальными перепадами переносимых субстанций и средней скоростью ветра. Для учета влияния термической стратификации на турбулентный обмен вводится специальная поправка.

В отличие от изложенных косвенных способов определения турбулентных потоков, корреляционный метод является прямым методом. Он заключается в измерении и последующей корреляции мгновенных значений пульсаций вертикальной скорости воздуха с пульсациями либо температуры, либо концентрации углекислого газа или с пульсациями водяного пара. Днем турбулентные вихри поставляют углекислый газ растительности из вышележащих слоев воздуха, а ночью, наоборот, переносят CO_2 от растительного покрова в атмосферу.

Параметры растительности. Деятельность устьиц является наиболее важным механизмом активного участия растительности в регулировании ее взаимодействия с окружающей средой, поскольку именно через устьица происходят процессы газообмена. Обмен теплом и массой в системе воздух—почва играет важную роль в периоды прорастания и развития растений до тех пор, пока большая часть посевной площади не покроется растительностью. Коэффициенты поглощения, пропускания и отражения радиации листьями в спектральных участках, соответствующих фотосинтетически-активной, видимой и инфракрасной радиации не слишком различны в различных видах растительных сообществ, но радиационный обмен в целом сильно зависит от геометрии листьевого покрытия и возраста растений. Архитектоника растительности определяет степень поглощения радиации в зависимости от ее вида (прямая или рассеянная) и высоты солнца. Микрометеорология сельскохозяйственных растительных сообществ направлена на изучение влияния параметров растительности и внешних факторов на урожай и эффективность использования воды растительностью в полевых условиях.

Л. Х. Аллен, мл.

Лит.: J. Goudriaan, *Crop Micrometeorology*, 1977; E. Lemon, D. W. Stewart, and R. W. Shawcroft, The sun's work in a cornfield, *Science*, 174: 371—378, 1971; J. L. Monteith (ed.), *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1, 1975, vol. 2, 1976; R. E. Munn, *Biometeorological Methods*, 1971; N. J. Rosenberg, *Microclimate. The Biological Environment*, 1974; W. D. Sellars, *Physical Climatology*, 1965; L. P. Smith (ed.), *The Application of the Micrometeorology to Agricultural Problems*, 1972; O. G. Sutton, *Micrometeorology*, 1977.

Доп. лит.: Дубов А. С., Быкова Л. П., Марунич С. В. Турбулентность в растительном покрове.— Л., 1978; Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектоника растительного покрова.— Л., 1975.

Мираж

Общее название обширного класса необычных изображений удаленных предметов, наблюдаемых в результате рефракции световых лучей в атмосфере при аномальном вертикальном распределении плотности воздуха. Если воздух у Земли значительно теплее, чем в верхних слоях, то лучи изгибаются таким образом, что входят в глаза наблюдателя вдоль линии, проходящей ниже линии визирования. Предмет в этом случае кажется расположенным ниже горизонта (нижний мираж). Если же воздух у Земли много холоднее, чем воздух в вышележащих слоях, то лучи изгибаются в противоположном направлении и достигают глаз наблюдателя вдоль линии, проходящей выше линии визирования; в этом случае кажется, что предмет поднят или плывет в воздухе (верхний мираж). Более сложная и нерегулярная стратификация плотности воздуха обусловливает кажущееся многократное отражение предмета, а также вертикальную и горизонтальную деформацию изображения. Миражи можно часто наблюдать вдоль поверхности перегретой автострады; нижний мираж неба создает впечатление отражения воды над мокрым дорожным покрытием, которое исчезает при наблюдении с более близкого расстояния.

Зденек Секера

Молния

Длинная искра, возникающая при резком кратковременном разряде электричества и появляющаяся обычно в турбулизованной атмосфере. Кучево-дождевые облака, генерирующие молнии[1], простираются до высот более 15 км; в этих облаках возникают мощные восходящие движения воздуха. Генерация и разделение электрических зарядов в этих облаках происходят под влиянием ряда факторов, в основном связанных со свойствами частиц облаков и осадков и приводящих к одному и тому же распределению зарядов. Верхние области облаков заряжены положительно, а центральные и нижние — преимущественно отрицательно. После возникновения дождя в нижней области облаков иногда формируется зона с небольшим положительным зарядом. Когда в процессе электризации облака напряженность электрического поля между соседними центрами зарядов или между облаком и землей достигает пробивного значения, возникает длинная искра, называемая молнией. Предполагается, что для развития разряда пробивной градиент потенциала в атмосфере, содержащей водяные капли, должен превышать 10^6 В·м$^{-1}$.

Лидеры и обратные удары. Установлено, что удар молнии в землю начинается ступенчатым лидером. Лавина электронов продвигается вниз примерно на 50 м за время порядка 1 мкс, а затем останавливается. После паузы, длящейся приблизительно 50 мкс, электронная лавина продвигается еще на одну ступень. Этот процесс повторяется до тех пор, пока лидер не достигнет земли.[2]

Когда это произойдет, электронная лавина начинает быстро перемещаться вверх по пути, пройденному ступенчатым лидером. В то время как средняя скорость ступенчатого лидера составляет около 10^6 м·с$^{-1}$, главный (движущийся вверх) разряд развивается по предварительно ионизованному пути со скоростью порядка 10 м·с$^{-1}$. Свечение этого так называемого обратного удара весьма интенсивно. Примерно через 0,01 с другой обратный удар развивается по тому же каналу. Этим последующим обратным разрядам предшествуют быстро движущиеся вниз стреловидные лидеры, в которых не обнаруживается ступенчатый характер движения. Через один и тот же канал может проходить до 30—40 обратных лидеров.

Внутриоблачные разряды также включают лидер и обратный удар. Ток в обратных разрядах возрастает в среднем за 6 мкс до максимального значения, которое нередко превышает $3\cdot10^4$ А и иногда достигает $2\cdot10^5$ А. Этот ток уменьшается до половины максимального значения в среднем примерно за 24 мкс. Средние токи в обратных ударах имеют значения порядка 10^4 А, ток силой примерно $5\cdot10^2$ А может течь по ионизованному каналу в промежутках между последовательными обратными ударами. Диаметр канала молнии скорее всего составляет около 10 см. Сильные токи, текущие в канале, приводят к появлению грома и интенсивному разогреву. Температура может мгновенно повыситься примерно до $3\cdot10^4$ К. Большие токи и высокие температуры являются основной причиной разрушительного действия молнии. См. *Гроза, Физика облаков.*

Луис Дж. Баттан

Оптический спектр. Молния является тепловым источником излучения, испускающим очень широкий спектр электромагнитных волн. Практически доступной для исследований частью спектра является область, ограниченная с одной стороны поглощением атмосферы, а с другой — спектральной чувствительностью фотопленок. Оптические измерения можно производить примерно от 300 нм (поглощение озоном) до 10^4 нм (предел для обычной инфракрасной пленки). Именно эта область спектра и рассматривается в данном разделе. Наземные разряды в чистом воздухе под облаком дают хорошую возможность для изучения оптических свойств молнии. В таких случаях источник излучения представляет собой узкую линию, удаленную на значительное расстояние от молнии, что позволяет успешно использовать бесщелевую спектрографию. При использовании этого метода устройство, разрешающее спектр (призма, дифракционная решетка или и то и другое вместе), устанавливается перед фотокамерой, сфокусированной на бесконечность.

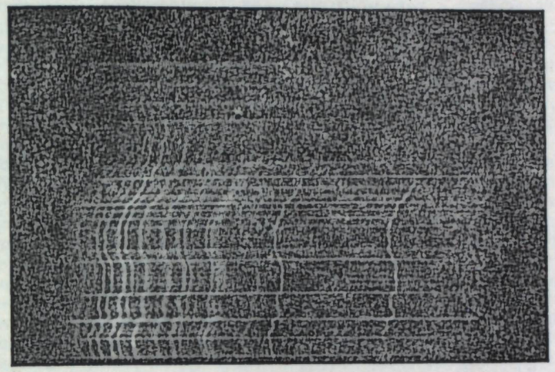


Рис. 1. Спектр разряда при ударе молнии в землю, полученный на основе бесщелевого спектрографа с помощью дифракционной решетки, помещенной перед объективом с фокусным расстоянием 1 см. (*Из L. E. Salanave, Lightning and Its Spectrum, University of Arizona Press, copyright 1980; used with permission*)

Диапазон длин волн от 390 нм (слева) до 616,5 нм (справа).

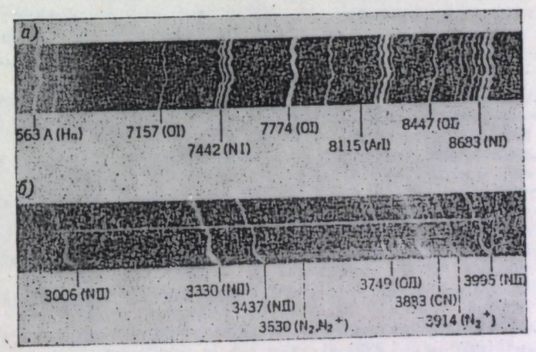


Рис. 2. Спектры молнии.

а — вертикальный разрез красной и инфракрасной частей спектра, полученного при использовании бесщелевой техники при очень большой экспозиции; в спектре видны полосы поглощения, вызванные молекулярным кислородом и водяным паром; особенно резко выражена полоса *А* кислорода вблизи 760 нм; *б* — ультрафиолетовый спектр: атомарные линии связаны с ионизованными азотом и кислородом; эти линии излучались при максимальной температуре (и силе тока).

На рис. 1 показан спектр молнии в интервале 390—620 нм, снятый с помощью бесщелевого спектрографа на панхроматическую пленку. Как правило, спектр в этой области состоит из линий излучения однократно ионизованного азота. Если этот спектр сфотографировать на пленку с повышенной чувствительностью в красной области, то можно также увидеть очень сильную линию водорода H_α с длиной волны 652,3 нм. Атомарный водород образуется из водяного пара, полностью диссоциированного электрическим разрядом (рис. 2*а*). Дальнейшее расширение чувствительности пленки в инфракрасную область позволяет увидеть часть спектра, в которой преобладают яркие линии нейтрального азота и водорода и несколько слабых линий нейтрального аргона (рис. 2).

Фотографируемая ультрафиолетовая часть спектра молнии начинается от границы видимой части спектра (примерно 400 нм) и заканчивается несколько выше 30 нм, в области, где полосы поглощения озона становятся определяющими и, по-видимому, ослабляют излучение от молнии до очень низких значений. (Озон генерируется в области канала электрического разряда и в воздушных потоках, прорезающих грозовые облака.) Линии излучения однократно ионизованных азота и кислорода доминируют на этом участке спектра, так же как и в видимой области, однако в нем могут проявляться, кроме того, полосы излучения молекул циана (CN) и азота (N_2 и N_2^+). Относительный уровень интенсивности излучения, создаваемого этими молекулярными компонентами, заметно меняется от разряда к разряду; уровень интенсивности, по-видимому, зависит от силы электрического тока и его продолжительности (рис. 2*б*).

Яркие горизонтальные полосы создаются относительно слабым непрерывным спектром излучения нагретого воздуха — они усилены в местах, где короткие участки канала разряда параллельны направлению разрешения спектра прибора или направлены на спектрограф. Наиболее слабые полосы могут быть связаны с областями повышенной яркости вдоль канала (с так называемыми меточными молниями), но однозначно отождествить особенности спектра с этим явлением не удалось.

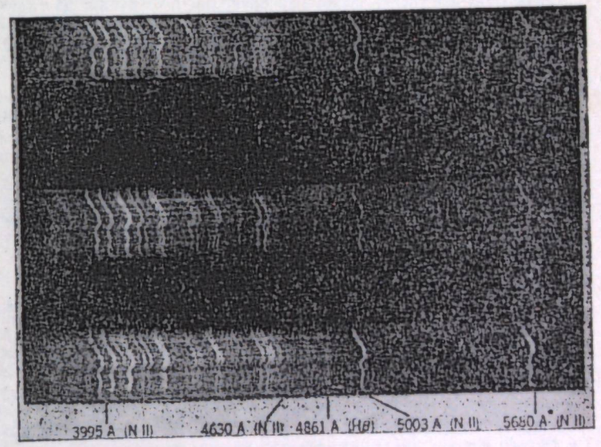


Рис. 3. Спектры трех последовательных грозовых разрядов. (*Из L. E. Salanave, Lightning and Its Spectrum, University of Arizona Press, copyright 1980; used with permission*)

Последовательность разрядов идет вверх; интервалы между разрядами составляют соответственно 45 и 55 м·с$^{-1}$.

Спектр каждого удара во вспышке молний может быть выделен с помощью непрозрачного экрана с узкой горизонтальной прорезью, установленного в непосредственной близости от фотопленки, последняя при этом перемещается в вертикальном направлении (обычно с помощью барабанной кассеты). Так как удары следуют друг за другом с интервалом примерно 50 мс или более, при ширине прорези 1 см пленка может перемещаться со скоростью всего 20 см·с$^{-1}$. На рис. 3 показан разрешенный во времени спектр вспышки молнии, состоящей из трех главных ударов. Подобие компонентов спектров показывает, что при каждом ударе достигается одна и та же температура, хотя общая яркость отдельных разрядов заметно различается. Иногда удар длится 50 мс или более при очень малой скорости разрядки, именуемой затяжным током. Такие разряды создают длительное свечение, в спектре которого преобладают излучения H_α и N_2^+ и в меньшей степени нейтральных кислорода и азота.

Использование фотоаппарата с высокоскоростной барабанной кассетой и весьма чувствительной фотопленки позволяет получить столь большие разрешения во времени отдельных ударов, что можно выделять изменения спектров, длящиеся несколько микросекунд.

Сравнение относительных интенсивностей некоторых спектральных линий ионизованного азота (NII) показывает, что температура порядка (25—30)·10^3 К достигается за несколько микросекунд и понижается до половины этого значения примерно за 30 мкс. Измерения расширения линии H_α показы-

---

[1] В последнее время было установлено, что молнии могут возникать и в слоисто-дождевых облаках. (*Прим. ред. пер.*)

[2] Следует напомнить, что перед тем, как последняя ступень лидера коснется земли или какого-нибудь выступающего предмета, из последнего выбрасывается стример, соединяющийся с последней ступенью лидера. Локализация места выхода этого стримера может быть достигнута с помощью длинного вертикально расположенного проводника — на этом основан принцип действия молниеотвода. (*Прим. ред. пер.*)

вают, что в момент резкого повышения температуры концентрация электронов составляет примерно 10^{17}—10^{18} $см^{-3}$ (почти полная ионизация), в то же время давление внутри канала молнии достигает около 1000 гПа. Эти соображения достаточно умозрительны, однако интуиция подсказывает, что эти представления основаны на различных физических предпосылках, которые связаны со значениями силы тока и крутизны молний.

Леон И. Саланейв

Лит.: E. P. Krider, Lightning spectroscopy, *Nucl. Instrum. Methods*, vol. 110, July 1973; R. E. Orville and L. E. Salanave, Lightning spectroscopy: Photographic techniques, *Appl. Opt.*, vol. 9, August 1970; M. A. Uman, *Understanding Lightning*, chap. 11, 1971.

Море

Термин «море» имеет несколько значений[1]: 1) океан; 2) главные части океана; 3) изолированные соленые озера; 4) океанские волны, продолжающие испытывать влияние ветра, под действием которого они образовались, или одна такая волна. См. *Океанские волны, Океаны и моря, Состояние моря.*

Джон Лайман

Морская вода

Вода в природе существует преимущественно в виде морской воды (≈98 %). Меньшая часть ее присутствует в виде льда, водяного пара и пресной воды. Морская вода представляет собой водный раствор солей, состав которого довольно постоянен. Наличие воды на Земле играет ключевую роль в формировании климата и является необходимым условием существования жизни. Границами распространения морской воды являются контуры океанов, внутренних морей и их заливов. Физические, химические, биологические и геологические процессы, происходящие в гидросфере в пределах этих границ, изучаются науками, которые в совокупности составляют океанологию. В основе океанологии лежит изучение главных характеристик морской воды, их распределения, обмена между океаном и атмосферой или сушей, переноса энергии в океане и геохимических законов, определяющих состав морской воды и морских отложений. Описание свойств морской воды состоит из шести разделов: 1) физические свойства морской воды; 2) взаимодействие океана и атмосферы; 3) перенос энергии в океане; 4) состав морской воды; 5) распределение характеристик морской воды и 6) методы отбора проб и измерений. Более подробно вопросы, связанные с физическими характеристиками воды и ее составом, рассмотрены в статьях: *Гидросфера, Морские ресурсы, Плодородие морских вод, Подводный звук.*

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Морская вода является концентрированным электролитом, содержащим большое количество растворенных солей. Отношение числа молекул воды к числу молекул солей равно примерно 100 : 1. Так как почти вся соль существует в виде электропроводящих ионов, то это означает, что отношение числа молекул воды к числу ионов равно примерно 50 : 1; следовательно, среднее расстояние между ионами не превышает 10^{-7} см, что эквивалентно диаметру примерно пяти молекул воды. Чистой воде свойственна относительно открытая тетраэдальная структура, поэтому молекулы воды, обладающие электрическими дипольными моментами (которые возникают при разделении положительного и отрицательного зарядов), могут быть легко ориентированы или поляризованы электрическим полем. О поляризуемости можно судить по высокой диэлектрической постоянной чистой воды. Поскольку электростатическое притяжение обратно пропорционально диэлектрической постоянной, высокая диэлектрическая постоянная облегчает ионизацию электролитов, так как уменьшает силы притяжения между ионами противоположного знака.

Влияние солености. В непосредственной близости от ионов существует чрезвычайно сильное электрическое поле (около 100 000 В·$см^{-1}$), и молекулы воды вокруг них центрируются; молекулы воды, долгое время остающиеся вокруг ионов, образуют оболочку гидратации; в этом случае говорят, что имеет место сольватация. Центрирование молекул воды создает вокруг ионов локальное диэлектрическое насыщение (т. е. дальнейшее центрирование уже невозможно), тем самым диэлектрическая постоянная раствора меньше, чем чистой воды.

Подробно взаимодействия ион—ион и ион—раствор и их влияние на физические свойства растворов изучаются в теории электролитов.

Наличие солей в морской воде вызывает отклонение ее физических свойств от свойств чистой воды, причем это отклонение примерно пропорционально концентрации солей, или солености. Данные о солености (которые удобно получать с помощью прибора для измерений электропроводности) в совокупности с данными о давлении и температуре используют для идентификации водных масс. При изучении движений водных масс в океане, мелко- и крупномасштабной циркуляции, включая геострофические течения, необходимо знать такие свойства, как плотность, сжимаемость, коэффициент теплового расширения и удельная теплоемкость, являющиеся функциями температуры, давления и солености.

Большое осмотическое давление морской воды играет важную роль в биологических процессах и обессоливании путем обратного осмоса; например, при солености 35 ‰ осмотическое давление составляет примерно $2{,}6 \cdot 10^6$ Па по отношению к чистой воде. С осмотическим давлением связано весьма важное для льдообразования явление: понижение точки замерзания и температуры максимальной плотности морской воды по сравнению с чистой водой. Точка замерзания понижается до —1,9 °С, а температура максимальной плотности — примерно от 4 °С для чистой воды до —3,5 °С для морской воды с соленостью 35 ‰. В табл. 1 и 2 указаны некоторые другие существенные различия между морской (с соленостью 35 ‰) и чистой водой при атмосферном давлении. Хотя в Мировом океане температура и соленость меняются в широких пределах, 75 % всего объема морской воды имеет температуру от 0 до 6 °С и соленость от 34 до 35 ‰.

Таблица 1. Некоторые физические характеристики морской воды (соленость 35 ‰) при давлении на уровне моря

Характеристика	Температура, °С			
	0	10	20	30
Удельный объем, 10^3 $м^3 \cdot кг^{-1}$	0,9726	0,9738	0,9757	0,9784
Изотермическая сжимаемость, 10^{11} $Па^{-1}$	46,7	44,3	42,7	41,7
Тепловой коэффициент объемного расширения, 10^5 $°С^{-1}$	5,4	16,6	25,8	33,4
Скорость звука, $м \cdot с^{-1}$	1449,4	1490,1	1521,7	1545,7
Коэффициент электропроводности, 10^5 $(ом \cdot м)^{-1}$	29,04	38,10	47,92	58,35
Молекулярная вязкость, 10^{-3} $Па \cdot с^{-1}$	1,89	1,39	1,09	0,87
Удельная теплоемкость, 10^3 $Дж \cdot кг^{-1} \cdot °С^{-1}$	3,990	3,994	3,998	4,002
Оптический показатель преломления (n — 1,333338) $\cdot 10^6$, λ=0,5976 мкм	6966	6657	6463	6337
Осмотическое давление, 10^5 Па	23,4	24,3	25,1	26,0
Коэффициент молекулярной теплопроводности 10^5 $Вт \cdot м^{-1} \cdot °С^{-1}$	1,27	1,31	1,35	1,38

Таблица 2. Коэффициент затухания звука α в морской воде[1]

Частота звука, Гц	100	1000	10 000	100 000
α $км^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-7}$	$6{,}9 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$6{,}3 \cdot 10^{-3}$

[1] Глубина 1200 м, температура 4 °С, соленость 35 ‰. Источник: по W. H. Thorp, Deep ocean attenuation in the sub- and low-kilocycle-per-second region, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 38: 648—654, 1965.

Влияние давления. Так как глубочайшие впадины в океане расположены ниже уровня 10 тыс. м и более 54 % всей площади океанского дна находится под давлением, превышающим $4 \cdot 10^7$ Па, необходимо рассмотреть влияние не только температуры, но и давления на физические свойства морской воды. Давление на максимальной глубине в океане равно примерно $1{,}1 \cdot 10^8$ Па. В табл. 3 показано изменение некоторых характеристик при давлении $5 \cdot 10^7$ и 10^8 Па, которое соответствует глубинам около 5 и 10 тыс. м, при температуре 0 и 20 °С. Необычная зависимость вязкости от давления является следствием открытой структуры воды, которая меняется под влиянием давления, температуры и растворенных веществ.

Таблица 3. Изменение характеристик морской воды при высоком давлении (%)

Характеристика	Давление $5 \cdot 10^7$ Па		Давление 10^8 Па	
	0 °С	20 °С	0 °С	20 °С
Электропроводность	6,76	3,88	11,19	6,49
Удельный объем	—2,16	—1,97	—4,00	—2,28
Сжимаемость	—13,0	—12,0	—24,0	—22,0
Коэффициент теплового расширения	224,0	19,0	386,0	34,3
Скорость звука	5,85	5,66	12,02	11,08
Коэффициент поглощения звука		—47,0		—65,0
Молекулярная вязкость	—3,8	—0,3	—4,7	0,5

Поглощение звука. Электромагнитное излучение может распространяться в океане лишь на ограниченные расстояния, поэтому звуковые волны являются основным средством связи под водой. Уравнение затухания интенсивности плоской волны (без учета потерь при геометрическом искривлении лучей) выглядит следующим образом:

$$I = I_0 e^{-2\alpha x}, \qquad (1)$$

где I_0 — начальная интенсивность, I — интенсивность на расстоянии x км. Поглощение звука в морской воде (см. табл. 2) значительно интенсивнее, чем в чистой воде, а в интервале частот 10—100 кГц примерно в 30 раз больше. Это является результатом химической реакции сернокислого магния, которая зависит от давления, с частотой релаксации около 100 кГц. В океане была обнаружена еще одна частота релаксации около 1 кГц; происхождение этого явления не установлено.

Ф. Г. Фишер

Лит.: A. Bradshaw and K. E. Schleicher, The effect of pressure on the electrical conductance of sea water, *Deep-Sea Res.*, 12: 151—162, 1965; L. A. Bromley et. al., Heat capacities of sea water solutions at salinities of 1 to 12 % and temperatures of 2 to 80 °C, *J. Chem. Eng. Data*, 12: 202—206, 1967; A. Defant, *Physical Oceanography*, vol. 1, 1961; F. H. Fisher, Ion pairing of magnesium sulfate in sea water: Determined by ultrasonic absorption, *Science*, 157: 823, 1967; H. W. Menard and S. M. Smith, Hypsometry of ocean basin provinces, *J. Geophys. Res.*, 71: 4305—4325, 1966; R. B. Montgomery, Water characteristics of Atlantic Ocean, and of World ocean, *Deep-Sea Res.*, 5: 134—148, 1958; G. Neumann and W. J. Pierson, Jr., *Principles of Physical Oceanography*, 1966; W. S. Reeburgh, Measurements of electrical conductivity of sea water, *J. Mar. Res.*, 23: 187—199, 1965; M. Schulkin and H. W. Marsh, Sound absorption in sea water, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 34: 864—865, 1962; E. M. Stanley and R. C. Batten, *Viscosity of Sea Water at High Pressures and Moderate Temperatures*, Nav. Ship Res. Dev. Center Rep. no. 2827, 1968; W. D. Wilson, Speed of sound in sea water as a function of temperature, pressure and salinity, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 32: 641—644, 1960; W. D. Wilson and D. S. Bradley, Specific volume of sea water as a function of temperature, pressure and salinity, *Deep-Sea Res.*, 15: 355—363, 1968.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Океан и атмосфера — контактирующие жидкости, которые находятся в разных энергетических состояниях: жидком и газообразном. Свободная поверхность раздела между этими двумя средами ограничивает, но ни в коей мере полностью не предотвращает обмен массой и энергией. Почти все виды взаимодействия через границу раздела наиболее эффективно происходят в турбулентных условиях: при взволнованной водной поверхности, большом различии в свойствах воды и воздуха или при неустойчивости столба атмосферы, способствующей переносу объемов воздуха от водной поверхности в высокие слои атмосферы.

Тепло и водяной пар. Перенос как тепла, так и воды (в виде пара) через границу раздела обычно направлен от воды к воздуху. Теплообмен осуществляется тремя процессами: излучением, теплопроводностью и испарением. Наибольший вклад в обмен вносит испарение — процесс переноса воды из океана в атмосферу.

Испарение зависит от разности между парциальным давлением водяного пара в воздухе и давлением пара над океанской водой. Давление пара над водой растет с повышением температуры, а парциальное давление увеличивается при повышении как температуры, так и влажности. Следовательно, наибольшая разность достигается тогда, когда поверхность океана (над водой всегда имеет место насыщение) теплая, а воздух холодный и сухой. Зимой у восточных побережий материков эти условия выполняются наилучшим образом, и в воздух переходит очень большое количество воды. В среднем за год испаряется 100 г воды с 1 $см^2$ поверхности океана.

Так как для испарения 1 г воды требуется почти 2500 Дж, каждый метр поверхности океана теряет в среднем $6{,}25 \cdot 10^6$ Дж·$сут^{-1}$. Это тепло накапливается в атмосфере, но в действительности оно передается частичкам воздуха лишь при конденсации (освобождается теплота испарения), которая может произойти за 1000 км от места испарения и неделей позже.

Согласно Андерсон (1953), тепловое излучение с водной поверхности в атмосферу и обратный поток тепла довольно велики: примерно $3{,}36 \cdot 10^7$ Дж·$сут^{-1} \cdot м^{-2}$. Однако результирующий поток направлен от моря и в среднем равен примерно $4{,}2 \cdot 10^6$ Дж·$сут^{-1}$.

Теплопроводность обычно играет гораздо меньшую роль, чем каждый из вышеупомянутых процессов; тепло может передаваться в обоих направлениях, но чаще небольшой результирующий поток направлен из океана в атмосферу. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Количество движения. Обмен количеством движения между этими двумя жидкостями может происходит при процессах, связанных с испарением, т. е. с переходом через границу раздела молекул воздуха или воды, переносящих с собой количество движения. Однако в естественных условиях более эффективным механизмом оказывается взаимодействие «частичек» жидкости, а не индивидуальных молекул. Кроме того, момент обычно чаще передается из воздуха в воду, чем наоборот. Волны порождаются ветром, их неправильная форма в большей степени подвержена воздействию ветра, чем плоская водная поверхность. Ветер порождает на водной поверхности пульсации давления и напряжения, которые генерируют и поддерживают как волны, так и течения.

Джун Г. Паттулло

Соотношения изотопов. Молекулы изотопов воды $H_2{}^{16}O$, $HD^{16}O$, $H_2{}^{18}O$ имеют различное парциальное давление и коэффициенты молекулярной диффузии, следовательно, и обмен между океаном и атмосферой происходит у них с различной скоростью. В настоящее время изменение относительного содержания изотопа водорода — дейтерия (D) — и ^{18}O может быть измерено с высокой точностью масс-спектрометром, а эффекты разделения изотопов можно изучать как в самом океане, так и в лабораторных условиях. Давление паров изотопов было измерено очень точно, а отношения бинарных коэффициентов молекулярной диффузии для HDO—воздух и $H_2{}^{18}O$ — воздух к такому же коэффициенту для $H_2{}^{16}O$ — воздух были найдены как теоретически, так и экспериментально. Поскольку относительные свойства молекулярного переноса изотопов известны гораздо лучше, чем других химических веществ, колебания содержания изотопов на поверхности океана и в атмосферном водяном паре, а также при экспериментальном исследовании испарения в небольших аэродинамических трубах, обеспечивают эффективный метод изучения взаимодействия океана и атмосферы и процессов молекулярного и турбулентного переноса, управляющих поступлением влаги в воздух.

Осадки над морем и сушей различаются по составу изотопов вследствие разделения при конденсации и изменения соотношения давления паров изотопов при изменении температуры. Тем не менее имеет место локальное равновесие, кинетические эффекты не наблюдаются, а колебания содержания дейтерия и кислорода-18 в осадках связаны линейно.

Поскольку оба изотопа удаляются из атмосферы осадками преимущественно в низких широтах, их концентрация уменьшается по направлению к полюсам. Эти изменения создают постоянно меняющийся приток к океану, который должен балансироваться прямым молекулярным обменом.

Водяной пар над океанами никогда не находится в изотопном равновесии с поверхностью морской воды. Концентрации дейтерия и кислорода-18 всегда ниже, чем необходимо

[1] В русском языке, в отличие от английского, термин «море» имеет только одно значение: часть океана, вдающаяся в сушу или отделенная от других его частей островами. (*Прим. ред. пер.*)

для двухфазного равновесного состояния, определяемого давлением. Отклонения от равновесия в обоих полушариях имеют широтный ход с максимумами, расположенными в пассатных зонах, где отмечается наибольшее отношение испарения к осадкам. Состав пара над поверхностью морской воды нельзя объяснить только на основе явлений, происходящих в состоянии множественного равновесия при разделительной конденсации, сопровождающей осадки; колебание содержания изотопов отражает также кинетические процессы, связанные с изотопами, при молекулярном влагообмене на поверхности раздела.

Изотопный состав пара формируется под влиянием двух типов кинетических процессов. Во-первых, на поверхности раздела вода—воздух имеет место разделение, вызванное тем, что коэффициенты конденсации для различных изотопов не обязательно одинаковы. (Коэффициент конденсации можно определить как отношение числа молекул, проникающих в жидкость, к общему числу молекул, ударяющихся о поверхность; и наоборот, эта величина равна вероятности преодоления молекулами энергетического барьера испарения и выхода их из жидкости.) Для того чтобы произошло разделение, концентрация пара над поверхностью вода—воздух должна быть значительно ниже равновесной.

Второй кинетический процесс — молекулярный перенос с поверхности раздела в зону турбулентного перемешивания в атмосфере над пограничным слоем. Для пограничного слоя было предложено два типа моделей. Обычно считается, что при слабом ветре существует истинно ламинарный слой фиксированной толщины с постоянным градиентом концентрации пара при заданной скорости ветра. Перенос внутри этого слоя осуществляется установившейся молекулярной диффузией. Если скорость ветра превышает критическую, водная поверхность из гладкой превращается в аэродинамически шероховатую. Свердруп предположил, что в случае шероховатой водной поверхности малые турбулентные вихри начинаются непосредственно над водой. Можно допустить, что в такой модели поток пара в вихри осуществляется нестационарной диффузией. Изотопные измерения позволяют различать эти две модели: в первом случае разделение изотопов управляется отношением коэффициентов молекулярной диффузии, тогда как при неустойчивых процессах разделение зависит от квадратного корня этого отношения. Таким образом, одношаговое приращение в этих процессах различается в два раза.

Экспериментально установлено следующее: по модели с шероховатой поверхностью можно рассчитать фракционирование кислорода-18 для условий как гладкой, так и шероховатой поверхности. Эти результаты указывают на то, что разделение через поверхность (возникающее из-за различий коэффициентов конденсации) не играет для кислорода большой роли. В обоих случаях действует процесс переноса «микровихрями», фиксированного ламинарного слоя фактически не существует. Данные по дейтерию, полученные в тех же самых экспериментах, обнаружили более интенсивное, чем диффузионное разделение, так что, вероятно, для этого изотопа имеет место заметное разделение через поверхность. Этот факт кажется правдоподобным, так как асимметрия молекулы HDO и тот эффект, который замещение дейтерия должно оказать на колебательные частоты, несомненно, существенно влияют на процессы разделения. Таким образом, данные по дейтерию свидетельствуют о том, что в выполненных экспериментах давление пара над поверхностью раздела было ниже давления насыщенных паров и поэтому здесь имело место существенное отклонение от термодинамического равновесия. Данные о поверхностной воде, атмосферном паре и осадках показывают, что над океанами важную роль играют кинетические эффекты того же типа, что и наблюдавшиеся в лабораторных экспериментах.

Таким образом, эти исследования дают возможность непосредственно определять вклад молекулярного и турбулентного переносов в испарение над озерами и океанами и связывать численные значения коэффициентов переноса с физическими параметрами, такими, например, как скорость ветра. Кроме того, определение коэффициента поверхностного разделения дейтерия дает возможность измерить фактическое давление водяного пара на поверхности раздела. Однако этот вид исследований пока только зарождается, и здесь предстоит еще много работы.

Вариации трития. В доядерную эпоху радиоактивный изотоп водорода встречался в поверхностных водах океана в количестве примерно $0{,}4 \cdot 10^{-12}$ молекул HTO на 10^6 молекул H_2O, что соответствовало стационарному процессу образования трития в атмосфере космическими лучами. В 1968 г. в результате испытания ядерного оружия концентрация этих молекул была примерно в 10 раз выше. Концентрация в глубинных водах под термоклином всегда была ниже значений, доступных измерениям, так как период полураспада трития (12,5 лет) намного короче времени перемешивания в океане, продолжительность которого составляет от сотен до тысяч лет. Изменчивость трития в водах современного океана изучалась Байнбриджем, Либби и другими авторами. По этим данным можно вычислить скорость перемешивания глубинных вод и скорость осаждения атмосферного трития. Модели, использованные в разных работах такого рода, не учитывали молекулярный обмен тритием между океаном и атмосферой, значением которого по сравнению с прямым поступлением с осадками пренебрегать нельзя. Расчеты, основанные на устойчивых изотопных эффектах в молекулярном обмене, показывают, что в океан путем молекулярного обмена тритий поступает примерно в 2,5 раза больше, чем в осадках, как в доядерную, так и в послеядерную эпохи. Следовательно, расчеты по тритию желательно повторить с учетом этого обстоятельства.

Хэрмон Крейг

Выброс капель. При разрыве пузырей на водной поверхности происходит выброс капель. При этом в воздух поступает вода, соли, органические вещества и суммарный электрический заряд. Этот обмен между океаном и атмосферой играет важную роль в метеорологических и геохимических процессах. Испаряющиеся капли воды переносятся ветром на большие расстояния. Эти частицы становятся ядрами облачных и дождевых капель, и, возможно, составляют значительную часть циклических солей, изучаемых геохимией.

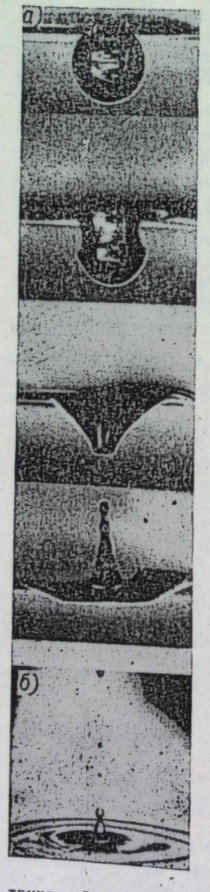
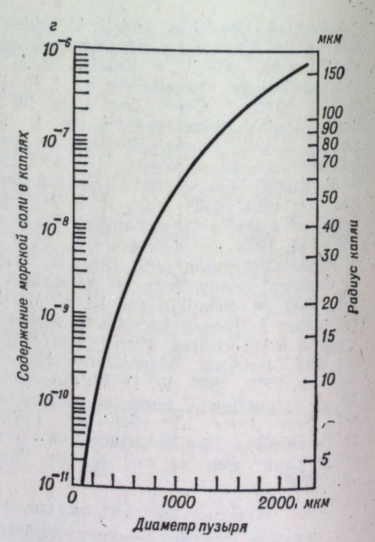


Рис. 1. Разрушение воздушного пузыря и образование струи и капель

а — полученные скоростной съемкой кадры разных стадий процесса; *б* — вид струи и капель, образовавшихся из пузыря диаметром 1,0 мм (снимок сделан в наклонном ракурсе).

Рис. 2. Примерное соотношение между размерами разрывающихся пузырей, размерами выброшенных капель и содержанием в них соли.



Воздушные пузыри на водной поверхности генерируются действием волн, паданием дождевых капель, таянием снежинок и другими механизмами. Самые крупные пузыри поднимаются на поверхность, лопаются и выбрасывают капли. Многие более мелкие пузыри растворяются, не достигнув поверхности. Микрофотография (рис. 1) показывает стадии разрушения пузыря и, как следствие этого, струю и образование капель. На рис. 2 представлено приблизительное соотношение между размерами пузырей, размерами выброшенных капель и массой морской соли в этих каплях.

Количество воды, превращающейся в капли, взвешенные в воздухе над поверхностью океана, не известно. Самые точные оценки, которые сейчас можно произвести (по ограниченной информации о числе и размерах пузырей в море) колеблются от 2 до 10 $г \cdot сут^{-1} \cdot м^{-2}$ при свежем ветре.

Среднее количество морской соли, которая поднимается в воздух на значительные высоты, указано в табл. 4. Полный диапазон наблюденных количеств в отдельных пробах составляет от $4 \cdot 10^{-7}$ $г \cdot м^{-3}$ при ветре силой 1 балл по шкале Бофорта до $1 \cdot 10^{-3}$ $г \cdot м^{-3}$ при ветре силой 12 баллов. См. *Ветер.*

Таблица 4. Зависимость содержания морских солей в воздухе от силы ветра

Сила ветра, баллы по шкале Бофорта	Концентрация, [1] $мкг \cdot м^{-3}$	Поток, [1] $мг \cdot сут^{-1} \cdot м^{-2}$	Сумма, [2] $мг \cdot м^{-2}$
2—3	2,7	0,42	6,0
4—5	9,9	3,9	11,6
6—7	21,3	24,0	21,8

[1] Примерно на высоте 500 м.
[2] Проинтегрировано по нижним 2000 м.

В каплях, выброшенных из богатой планктоном воды, содержатся частички морских организмов. Вырываясь с загрязненной поверхности, капли также покрываются органическим монослоем. При умеренных ветрах в пассатных областях органические вещества могут составлять 20—30 % солей, переносимых воздухом.

Альфред Х. Вудкок

Электризация атмосферы. Согласно традиционному взгляду, суммарный положительный объемный заряд, наблюдающийся обычно в районах хорошей погоды, поддерживается процессом разделения зарядов в грозах. Однако исследования показали, что механизм разделения зарядов на поверхности океана может вносить существенный вклад в атмосферный пространственный заряд над океанами. Вероятно, с помощью этого механизма Мировой океан может передавать в атмосферу по меньшей мере 10 % количества электричества, получаемого атмосферой от гроз над океанами. См. *Атмосферное электричество.*

Носителями заряда, разделенного на поверхности океана, являются капли, возникающие при разрушении струи, которая образуется, когда на водной поверхности лопается пузырь (рис. 1). Лабораторные измерения показали, что заряд на этих каплях является функцией их размера и возраста пузыря, из которого они произошли. На каплях с размерами, типичными для воздуха над океанами, заряд положительный, примерно $0{,}3 \cdot 10^{-15}$ Кл. Путем подсчета числа и размеров капель с учетом скорости их выхода из воды было получено, что поток суммарного заряда с океана приблизительно пропорционален квадрату скорости ветра и равен $1{,}5 \cdot 10^{-12}$ $Кл \cdot с^{-1} \cdot м^{-2}$ при скорости ветра 5 $м \cdot с^{-1}$. Эти расчеты хорошо согласуются с измерениями пространственного заряда, выполненными на наветренном берегу о. Гавайи. Так как максимальная средняя скорость ветра в обоих полушариях приходится на широты 40—60°, следует ожидать, что максимум в широтном распределении океанского разделения заряда расположен таким же образом. Обычный градиент потенциала при хорошей погоде над океанами не оказывает существенного влияния на заряд капель, образующихся из пузырей, но мощные отрицательные градиенты потенциала в грозах порядка 100 $В \cdot см^{-1}$ на поверхности океана могут индуцировать на каплях положительные заряды, во много раз превосходящие заряды, наблюдающиеся на каплях в хорошую погоду. Следовательно, обычный положительный пространственный заряд может существенно возрастать в районах, соседствующих с океанскими штормами.

Дункан С. Бланчард

Микрослой — это тонкий слой под поверхностью океана или любой свободной водной поверхностью, внутри которого масштабы физических процессов ограничены близостью границы раздела вода—воздух. Он характеризуется подавлением вертикальной турбулентности, а значит, уменьшением диффузии; в нем происходит накопление веществ, а также рост кинетических и термических градиентов.

Поскольку микрослой у свободной водной поверхности сходен, хотя бы на первый взгляд, с пограничным слоем, наблюдающимся в тангенциальном потоке любой вязкой жидкости вблизи твердой поверхности, появляется искушение отождествить их. Однако ввиду термодинамической сложности свободной поверхности океана это не всегда оправдано. При современном состоянии науки указанная проблема не может быть исследована аналитически. Следовательно, все, что можно сказать о природе микрослоя, собрано по частям из немногих разрозненных наблюдений. По большей части это измерения, касающиеся воздействия микрослоя на теплообмен между водой и воздухом. Впервые, кажется, этим занимался Мерц в 1920 г. Позднее Вудкок и Стоммел измеряли градиенты температуры на поверхности испарительных бассейнов и эстуариев с помощью специально сконструированного термометра с ртутной трубкой тонкого сечения. Ивинг и Макалистер, используя инфракрасный радиометр, установили, что поверхность океана на 0,6 °С холоднее нижележащей воды. Эксперимент Вайза и других (1960), отчасти сходный с предыдущим, выявил существование измеримого градиента концентрации растворенного вещества на поверхности испаряющегося сахарного раствора. Это дает основание предполагать, что на поверхности океана, возможно, существует градиент солености, хотя он еще недостаточно изучен.

Другое поразительное явление, связанное с микрослоем, можно наблюдать в случае, когда легкий бриз дует над спокойной водой. Частички пыли заметно быстрее плывут на поверхности, чем на глубине 1 см и больше. Обнаруживаемый таким образом резкий вертикальный сдвиг в потоке, создаваемый ветром, может возникать только вследствие того, что из-за малых напряжений Рейнольдса движение в микрослое остается почти ламинарным при относительно высоких числах Рейнольдса. Уменьшение сдвига при большей скорости ветра показывает, что в этих условиях микрослой становится тоньше.

Развитие и устойчивость микрослоя усиливается загрязняющими пленками поверхностно-активных веществ, которые обычно присутствуют на естественной водной поверхности. Такие пленки быстро образуются на любой открытой водной поверхности. Даже в лаборатории для поддержания действительно чистой водной поверхности необходимо соблюдать сложные меры предосторожности.

Происхождение и состав таких пленок весьма сложен. Однако на основании законов термодинамики можно утверждать, что на жидкой поверхности вещества будут накапливаться во всех случаях, когда это приводит к уменьшению поверхностного натяжения и, следовательно, свободной энергии поверхности. Пятна такой пленки можно наблюдать на море при любых обычных условиях ветра и волнения, однако при скорости ветра меньше 3 $м \cdot с^{-1}$ они становятся наиболее заметными, приобретая вид длинных широких блестящих полос (сликов). Самый очевидный эффект пленок — сглаживание мельчайшей ряби, отчего вода приобретает блеск. Сглаживающий эффект происходит из-за изменения граничных условий на поверхности раздела, когда относительно неограниченная свобода чистой водной поверхности заменяется своего рода эластичностью каучукового листа. Такая стабилизированная поверхность по своим свойствам больше приближается к твердой границе, и поэтому связанный с ней микрослой приобретает большое сходство с обычным пограничным слоем, возникающим в потоке у твердой поверхности. Таким образом, по понятным причинам поверхностные пленки увеличивают градиенты вещества, температуры или количества движения. Например, по чисто механическим причинам загрязняющие пленки могут уменьшить конвективный поток тепла через границу вода—воздух независимо от любого ограничивающего воздействия, которое они могут оказать на скорость испарения.

Поток тепла через океанскую границу раздела обычно направлен вверх, и следовательно, микрослой вверху холоднее, чем внизу. Этот поток возникает из-за того, что океан нагревается в основном солнечным излучением, которое, прежде чем будет целиком поглощено, проникает в глубь моря на несколько метров, тогда как тепловой баланс по большей части поддерживается восходящим потоком тепла, формируемым в слое глубиной менее нескольких диаметров молекул. Вследствие этого одного из вариантов хорошо известного парникового эффекта микрослой снизу нагревается, а сверху охлаждается. Результирующий восходящий поток равен примерно 6300 $кДж \cdot сут^{-1} \cdot м^{-2}$ и меняется с широтой, временем

года и суток. Самые большие потоки наблюдаются в тропиках осенью до полудня; самые маленькие — на полюсах ранним летом вскоре после полудня.

Важность существования микрослоя состоит в том, что большинство измерений на поверхности в действительности являются измерениями в тонком, но конечном объеме. Следовательно, наблюдаемые значения зависят от метода измерений. Для многих задач эти различия несущественны, и ими пренебрегают. Однако там, где требуется высокая точность, единственный способ найти значение какого-либо параметра строго на поверхности — это вычислить его теоретическим путем или экстраполяцией на границу некоторого измеренного градиента. Например, можно интуитивно предположить, что температура водной поверхности должна в пределе приближаться к психрометрической, или так называемой температуре смоченного термометра в прилегающем слое воздуха. Однако психрометрическая температура сама меняется с приближением к границе и, следовательно, не может быть непосредственно измерена строго на поверхности.

Отсюда ясно, что с физической точки зрения понятие поверхности несколько абстрактно и имеет точный смысл только по отношению к определенным параметрам. Оценка поверхностного значения любой физической величины зависит от произвольных предположений по поводу соответствующего градиента в микрослое. В настоящее время самое лучшее, что можно сделать,— это убедиться, что принятые предположения имеют физический смысл.

Джиффорд С. Ивинг

Газообмен. Обнаружено, что проба морской воды, взятая в любой точке и на любой глубине в океане, как правило, содержит в растворе все газовые составляющие атмосферы. Концентрация растворенных газов зависит от процессов газообмена через поверхность раздела вода—воздух и от химических, физических и биологических процессов в океане. Возможно, самым важным свойством растворенных газов является то, что их концентрация в приповерхностных водах отличается от значений насыщения лишь на несколько процентов. Это позволяет использовать отклонения от насыщения в качестве ключа к исследованию перечисленных выше процессов.

В растворенном виде азот, кислород и благородные газы в химическую реакцию с водой не вступают. Однако углекислый газ стремится к диссоциированному равновесию с H_2CO_3, CO_3^{--} и HCO_3^-. В лаборатории при равновесии между водой и воздухом при нормальных условиях концентрация каждого растворенного газа пропорциональна его парциальному давлению в прилегающем слое воздуха и не зависит от присутствия других газов. Коэффициент растворимости каждого газа (т. е. концентрация этого растворенного газа при парциальном давлении над раствором $1{,}01325 \cdot 10^5$ Па) быстро растет при понижении температуры и уменьшается при возрастании солености. У газов, не вступающих в химические реакции с водой, коэффициенты растворимости и их зависимость от температуры обычно растут с ростом относительной молекулярной массы.

Газообмен через границу раздела вода—воздух может происходить либо путем молекулярного переноса через поверхностный слой, либо при движении совокупности молекул в виде пузырей или капель воды. Близость поверхностных вод к насыщению означает, что первичным механизмом регулирования является молекулярная диффузия. Результирующий диффузионный поток всегда направлен в сторону установления равновесия. Например, поднимающаяся теплая вода обычно недонасыщена по отношению к холодной поверхности, и по мере ее охлаждения результирующий поток газа направлен к воде. Суммарный поток, создаваемый группами молекул, может иметь любое направление.

Поверхностная вода может опускаться и проходить под поверхностью большие расстояния. На всех глубинах биологический газообмен (дыхание) и разложение органических веществ сопровождаются поглощением кислорода и выделением углекислого газа. Обратный процесс происходит при фотосинтезе, если имеется достаточно света. Из этого следует, что содержание кислорода и углекислого газа меняется в большей степени, чем содержание других газов. Типичной особенностью распределения кислорода является существование зоны минимума концентрации на промежуточных глубинах. Этому минимуму сопутствует максимум отношения $^{18}O/^{16}O$, который означает, что поглощение ^{16}O происходит относительно быстрее. Азот вырабатывается в бескислородных водах, например во впадине Карьяко, но очевидных доказательств заметного биологического влияния на содержание растворенного азота не имеется.

Концентрация углекислого газа в атмосфере, по-видимому, играет значительную роль в тепловом балансе Земли. Поэтому особенно важным является распределение между океаном и атмосферой CO_2, образующегося при сгорании топлива. Хотя измерения указывают на то, что большая часть этого газа поглощается океаном, однако точные подсчеты выполнить трудно, так как химические процессы, которые происходят с растворенным CO_2, вступающим в реакцию с водой и взаимодействующим с биосферой, весьма сложны.

Удельный вес гелия мал, поэтому он покидает гравитационное поле Земли и его концентрация в атмосфере очень невелика (пять частей на миллион). Соответственно мало его содержание и в океане. Изменение концентрации ^4He, образующегося при радиоактивном распаде в океане, не поддается измерениям, но истечение его через морское дно в результате радиоактивного распада внутри Земли можно было бы измерить чувствительными приборами. Имеются противоречивые указания на излишек растворенного гелия в глубинных водах. Наблюдаемое мировое распределение гелия является результатом установившегося равновесия между его образованием в литосфере и гидросфере и утечкой из атмосферы.

Подобным же образом в результате радиоактивного распада ^{40}K образуется ^{40}Ar, который накапливается в атмосфере. Относительно большое содержание аргона в обычной морской воде препятствует прямым наблюдениям за изменениями его концентрации, вызванными радиоактивным распадом.

Многообразные физические процессы, такие, как изменение атмосферного давления, захват пузырей, апвеллинг и внутреннее перемешивание, усложняют восстановление истории отобранных проб воды, но есть надежда, что здесь окажется полезным различие между коэффициентами растворимости разных газов. Например, вследствие того что коэффициент растворимости аргона примерно вдвое больше коэффициента растворимости, отклонение от поверхностного равновесия после захвата пузыря будет сопровождаться увеличением отношения N_2/Ar. Физические же процессы, влияющие на кислород и аргон, почти идентичны, и отношение O_2/Ar в первую очередь зависит от биологической истории взятой пробы. По такой же причине отношение He/Ne является самым чувствительным индикатором при изучении проблемы диссипации газа из атмосферы.

Брюс Б. Бенсон

Лит.: A. E. Bainbridge, Tritium in the North Pacific surface water, *J. Geophys. Res.*, 68: 3785, 1963; B. B. Benson, *Some Thoughts on Gases Dissolved in the Oceans*, Univ. Rhode Island Occas. Publ. no. 3, 1965; D. C. Blanchard, The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea, *Progr. Oceanogr.*, 1: 71—202, 1963; H. Craig and L. I. Gordon, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere, in E. Tongiorgi (ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, 1965; H. Craig, L. I. Gordon, and Y. Horibe, Isotopic exchange effects in the evaporation of water, *J. Geophys. Res.*, 68: 5079, 1963; H. Craig, R. F. Weiss, and W. B. Clarke, Dissolved gases in the Equatorial and South Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 72: 6165—6181, 1967; W. Dansgaard, Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16: 436, 1964; J. I. Drever (ed.), *Sea Water: Cycles of the Major Elements*, 1977; G. Ewing and E. D. McAlister, On the thermal boundary layer of the ocean, *Science*, 131 (3410): 1374—1376, 1960; I. Friedman et. al., The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrological cycle, *Rev. Geophys.*, 2: 177, 1964; C. E. Junge, *Air Chemistry and Radioactivity*, 1963; R. Revelle and H. E. Suess, Gases, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, 1962; A. H. Woodcock, Salt nuclei in marine air as a function of altitude and wind force, *J. Meteorol.*, 10: 362—371, 1953.

ПЕРЕНОС ЭНЕРГИИ В ОКЕАНЕ

Океан пронизан электромагнитными и акустическими волнами от различных естественных источников, которые снабжают его теплом, формируют его экосистему и обеспечивают чувственное восприятие его обитателям. Человек осуществляет подводную связь главным образом с помощью искусственных источников.

Свет. Главным источником энергии, которая нагревает океан и поддерживает его экосистему, является Солнце. В ясный день за 1 с через 1 м² поверхности океана проходит до 1000 Дж лучистой энергии от Солнца и атмосферы, причем

4—8 % этой энергии отражается, а остальная затрачивается на нагревание и фотосинтез, повышающий химическую потенциальную энергию. Максимум излучения близок к длине волны наибольшей прозрачности чистой морской воды — 480 нм, но почти половина лучистой энергии сосредоточена в инфракрасной области, которая поглощается водой столь сильно, что инфракрасные лучи практически совсем не проникают глубже 1 м от поверхности. До $^1/_5$ падающей энергии может приходиться на ультрафиолетовую область (менее 400 нм), и эта радиация может проникать на несколько десятков метров, если только в воде отсутствует «желтое вещество» (гуминовые кислоты и другие вещества, связанные с разложением органической материи). Только узкий спектральный интервал сине-зеленого излучения, заключающий менее 10 % суммарной радиации, проникает глубоко в толщу воды. Эта радиация была

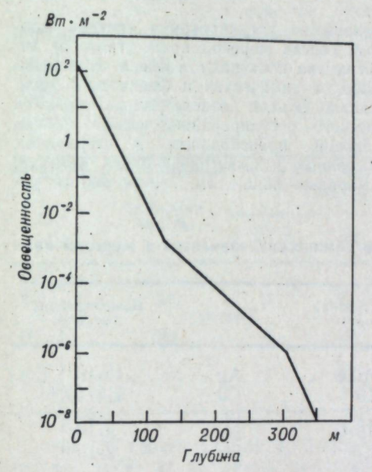


Рис. 3. Экспериментальные значения энергии излучения на поверхности, ориентированной вверх.

обнаружена с помощью фотометров с вакуумным фотоумножителем на глубинах более 600 м. Этот сине-зеленый свет позволяет морским хищникам видеть свою добычу.

Освещенность плоской поверхности, ориентированной любым образом, уменьшается с глубиной по экспоненте. Это видно из рис. 3, на котором показаны экспериментально полученные значения на верхней стороне горизонтальной поверхности. Освещенность наклонной поверхности может быть представлена кривой, параллельной (с точностью 5 %) той, что построена на графике; освещенность поверхностей, ориентированных вниз, на всех глубинах составляет примерно $^1/_{50}$ освещенности поверхностей, ориентированных вверх.

Поглощение. Для нагревания и фотосинтеза необходимо, чтобы свет поглощался. Количество лучистой энергии, поглощаемой в единице объема, зависит от количества приходящей энергии и коэффициента поглощения. Удобной аппроксимацией (с ошибкой 5 %) для вычисления поглощенной энергии в единице объема на любой глубине может служить график на рис. 3: умножив освещенность на заданной глубине на тангенс угла кривой, выраженный в натуральных логарифмах на единицу глубины, т. е. на коэффициент ослабления K, получим искомую величину. Так, согласно рис. 3, на глубине 64 м, где поток радиации равен 0,5 Вт·м$^{-2}$ и затухает с глубиной со скоростью 0,08 м$^{-1}$ в логарифмической шкале, в каждом кубическом метре морской воды поглощается приблизительно $0{,}5 \cdot 0{,}08 = 0{,}04$ Вт лучистой энергии.

Видимость под водой обеспечивается светом, который, не рассеиваясь, приходит от объекта к наблюдателю и создает изображение. Пропускание в воде света, создающего изображение, меньше, чем для рассеянного света. Это вызвано тем, что при рассеянии в любом направлении происходят потери света, создающего изображение, тогда как потери для рассеянного света связаны лишь с рассеянием в обратном направлении. Свет, создающий изображение, убывает с расстоянием по экспоненте, но коэффициент ослабления в среднем в 2,7 раза больше, чем коэффициент ослабления излучения K, определенный выше. Видимый контраст подводного объекта на фоне глубинных вод экспоненциально убывает с расстоянием, коэффициент убывания равен $\alpha + K \cos\theta$, где θ — угол наклона линии визирования, когда наблюдатель смотрит непосредственно вниз, $\cos\theta = 1$. См. обсуждение цвета воды и ее прозрачности в разделе «Методы отбора проб и измерений».

Сейберт К. Дантли

Интенсивность и глубина компенсации. По мере того как дневной свет ослабевает с глубиной, фотосинтез растений уменьшается, но дыхание остается примерно на том же уровне. Количество света, при котором интенсивность фотосинтеза равна интенсивности дыхания, называется интенсивностью компенсации. Глубина, на которой наблюдается интенсивность компенсации, называется компенсационным горизонтом. Обе упомянутые величины называли также точкой компенсации, но во избежание путаницы этот термин лучше не употреблять. Интенсивность компенсации меняется в зависимости от биологических видов, физиологического состояния растений и других факторов, особенно от температуры. Низкая температура ослабляет дыхание сильнее, чем фотосинтез. Глубина компенсационного горизонта зависит от интенсивности падающего излучения, прозрачности воды и рассматриваемого момента времени, так как освещенность меняется в зависимости от времени. Для фитопланктона замеренная интенсивность равнялась 100—2000 лк, а для нитевидных водорослей 180—480 лк. Глубина компенсационного горизонта в течение 24 ч для фитопланктона менялась от 1 м и менее в мутной воде до 30 м и более в прибрежных районах и до 80 м и более в самых прозрачных тропических водах, а для прикрепленных растений — от 50 м вдоль берега до 80 м и более в особенно прозрачной воде, как, например, в Средиземном море. Обычно компенсационный горизонт для фитопланктона находится там, где солнечный свет ослабляется примерно до 1 % своего значения на поверхности, а для придонных растений — примерно до 0,3 %. Компенсационный горизонт имеет особое значение, так как он отмечает нижнюю границу зоны фотосинтеза, в пределах которой зеленые растения могут производить первичную продукцию, необходимую в качестве энергетического источника всей океанской экосистеме.

Джордж Л. Кларк

Электромагнитные поля. В морской воде, как и в любом проводнике, электромагнитный режим определяется магнитной проницаемостью μ и электропроводностью σ. Эти параметры позволяют найти толщину скин-слоя δ и волновое сопротивление η, задаваемые следующими уравнениями:

$$\delta = (\pi f \mu \sigma)^{-1/2}, \qquad (2)$$

$$\eta = (2\pi f \mu / \sigma)^{1/2}. \qquad (3)$$

Как δ, так и η относятся к электромагнитным волнам частоты f, длина которых равна $2\pi\delta$; на пути длиной x их амплитуда уменьшается благодаря поглощению в $e^{-x/\delta}$ раз, а отношение амплитуд электрического и магнитного полей в плоской волне равно η; первое поле опережает второе по фазе на 45°.

Для морской воды магнитная проницаемость μ примерно такая же, как в вакууме, а электропроводность σ с точностью примерно 1 % определяется формулой

$$\sigma = [4{,}00 + a\,(t - 12)]\,[1 + 0{,}0269\,(S - 35)], \qquad (4)$$

где t — температура, °C; S — соленость, ‰; $a = 0{,}10$ для $t > 12$ или $a = 0{,}092$ для $t < 12$ (рис. 4). Воспользовавшись типичным значением $\sigma = 4{,}0$ Ом$^{-1}$·м$^{-1}$, получаем выражения

$$\delta = 250 f^{-1/2}, \qquad (5)$$

$$\eta = 0{,}0014 f^{1/2} \qquad (6)$$

(δ выражено в м, η — в Ом). Предполагается, что эти формулы пригодны для всех частот ниже примерно 900 МГц.

Поглощение ограничивает глубину проникновения поля от электрического или магнитного излучателя до нескольких скин-слоев δ. Однако горизонтальный дипольный излучатель, погруженный вблизи поверхности, будет иметь более обширное поле в воздухе и в неглубоком слое воды. При 0,01 Гц δ равно 2,5 км; это, по грубой оценке, верхний предел частоты флуктуаций поля (таких, как флуктуации геомагнитного поля), которые могут проникать через всю толщу океана. При 10 кГц δ равно 2,5 м. Такие поля и поля большей частоты, присутствующие, например, в естественных атмосферных шумах,

могут проникать только в тонкий поверхностный слой. Для радиосигналов океан действует как прекрасная экранирующая

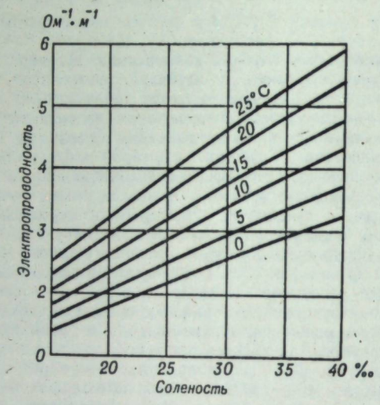


Рис. 4. Электропроводность морской воды. *(Из B. D. Thomas, T. G. Thompson, and C. L. Utterback, The electrical conductivity of sea water, I. Cons. Perma, Int. Explor. Mer. 9: 28—35, 1934).*

плоскость, при отражении от которой потери меньше, чем при отражении от суши.

Филип Радник

Звук. В морской воде звук движется в четыре или пять раз быстрее, чем в воздухе, иными словами, со скоростью примерно 1500 м·с$^{-1}$. При распространении звука в воде его интенсивность уменьшается как квадрат расстояния от источника (если отсутствует значительное поглощение, отражение, преломление и рассеяние). Хотя потери на поглощение малы по сравнению с теми, что наблюдаются в воздухе при прохождении звука той же частоты, однако рост поглощения с увеличением частоты ограничивает эффективный диапазон ультразвуковых волн (т. е. волн с частотой, превосходящей слышимость человеческим ухом). Это обстоятельство оказывается важным для подводного обнаружения, при котором используются ультразвуковые частоты, удобные потому, что они сохраняют направление. См. *Гидролокация.*

Скорость звука в морской воде меняется при изменении температуры, солености и давления. Поэтому ультразвуковые волны, передающиеся в горизонтальном направлении, могут преломляться, а затем отражаться один или более раз от поверхности, океанского дна или какого-либо слоя вертикальной водной структуры. Таким образом, несколько разных лучей от одного и того же источника могут быть восприняты на разных расстояниях от него. Прямая передача ограничена характерным расстоянием, зависящим от глубины дна; теоретическая скорость может быть вычислена по известным значениям температуры и солености. Для больших расстояний истинная горизонтальная скорость оказывается меньше теоретической из-за действия таких факторов, как расстояние между источником и приемником, глубина, профиль и характер дна и физические свойства воды.

Вертикальная скорость является функцией глубины (давления) и распределения температуры и солености. За исключением полярных широт, она обычно уменьшается в направлении от поверхности до некоторой умеренной глубины (500—1500 м) вследствие понижения температуры. Ниже этой глубины скорость постепенно снова возрастает по мере того, как начинает доминировать эффект возрастания давления. Так как большинство приборов для ультразвукового определения глубины градуированы на постоянную скорость, то при очень точных измерениях глубины необходимо вводить поправки к показаниям. См. *Морская геология, Эхолот.*

Океанская акустика предлагает будущим исследователям большое число многообещающих задач, в частности изучение подводных шумов, создаваемых обитателями океана, связь этих шумов с другими звуками в океане, сезонный жизненный ритм и географическое распространение источников шума, экологическое значение «звучащих» организмов. Возможно, что причиной разнообразных проблем, стоящих перед исследователем подводной акустики, является присутствие в воде организмов, создающих шумы.

Нийл А. Бенфер

Лит.: V. M. Albers, *Underwater Acoustics*, 1965; J. W. Caruthers, *Fundamentals of Marine Acoustics*, 1977; C. S. Clay and H. Medwin, *Acoustical Oceanography: Principles and Applications*, 1977; R. W. Holmes, Solar radiation, submarine daylight, and photosynthesis, in *Treatise on Marine Ecology and Paleoecology*, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 67, vol. 1, 1957; R. H. Lien, Radiation from a horizontal dipole in a semi-infinite dissipative medium, *J. Appl. Phys.* 24(1): 1—4, 1953; J. E. Tyler and R. C. Smith, *Measurements of Spectral Irradiation Underwater*, 1970; J. R. Wait, The radiation fields of a horisontal dipole in a semi-infinitive dissipative medium. *J. Appl. Phys.*, 24(7): 958—959, 1953.

СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ

Концентрация различных компонентов морской воды определяется многочисленными химическими, физическими и биохимическими реакциями.

Неорганические механизмы регулирования состава морской воды. Современный состав морской воды (табл. 5) зависит от того, какие вещества поступают в океан из первичных источников, а также от химических и физических реакций, происходящих в океане. В этом разделе рассматриваются механизмы небиологического регулирования, весьма удачно определенные как реакции, происходящие в стерильном океане. Описание выветренных и выветривающихся веществ, которые дают начало мировым водам, см. *Химия вод гидросферы.*

Таблица 5. Содержание химических элементов в морской воде

Элемент	Концентрация, мкг·л$^{-1}$	Элемент	Концентрация, мкг·л$^{-1}$
H	108 000	Ag	$13\cdot10^{-4}$
He	$7\cdot10^{-6}$	Cd	$1{,}1\cdot10^{-4}$
Li	0,17	In	$4\cdot10^{-6}$
Be	$6\cdot10^{-7}$	Sn	$8\cdot10^{-4}$
B	4,6	Sb	$3\cdot10^{-4}$
C	28	Te	—
N	15	I	0,06
O	857 000	Xe	$5\cdot10^{-5}$
F	1,2	Cs	$3\cdot10^{-4}$
Ne	10^{-4}	Ba	0,03
Na	10 500	La	$1{,}2\cdot10^{-5}$
Mg	1 350	Ce	$5{,}2\cdot10^{-6}$
Al	0,01	Pr	$2{,}6\cdot10^{-6}$
Si	3,0	Nd	$9{,}2\cdot10^{-6}$
P	0,07	Pm	—
S	885	Sm	$1{,}7\cdot10^{-6}$
Cl	19 000	Eu	$4{,}6\cdot10^{-7}$
Ar	0,45	Gd	$2{,}4\cdot10^{-6}$
K	380	Tb	—
Ca	400	Dy	$2{,}9\cdot10^{-6}$
Sc	$< 4\cdot10^{-5}$	Ho	$8{,}8\cdot10^{-7}$
Ti	10^{-3}	Er	$2{,}4\cdot10^{-6}$
V	$2\cdot10^{-3}$	Tm	$5{,}2\cdot10^{-7}$
Cr	$5\cdot10^{-5}$	Yd	$2{,}0\cdot10^{-6}$
Mn	$2\cdot10^{-3}$	Lu	$4{,}8\cdot10^{-7}$
Fe	0,01	Hf	$< 8\cdot10^{-6}$
Co	$4\cdot10^{-4}$	Ta	$< 3\cdot10^{-6}$
Ni	$7\cdot10^{-3}$	W	10^{-4}
Cu	$3\cdot10^{-3}$	Re	$8{,}4\cdot10^{-6}$
Zn	0,01	Os	—
Ga	$3\cdot10^{-5}$	Ir	—
Ge	$6\cdot10^{-5}$	Pt	—
As	$3\cdot10^{-3}$	Au	10^{-5}
Se	$9\cdot10^{-5}$	Hg	$2\cdot10^{-4}$
Br	65	Tl	$< 10^{-5}$
Kr	$2\cdot10^{-4}$	Pd	$3\cdot10^{-5}$
Rb	0,12	Bl	$2\cdot10^{-5}$
Sr	8,0	Po	—
Y	10^{-5}	At	—
Zr	$2\cdot10^{-5}$	Rn	$0{,}6\cdot10^{-15}$
Nb	10^{-5}	Fr	—
Mo	0,01	Ra	$1{,}0\cdot10^{-10}$
Te	—	Ac	—
Ru	$7\cdot10^{-7}$	Th	10^{-6}
Rh	—	Pa	$2{,}0\cdot10^{-9}$
Pd	—	U	$3\cdot10^{-3}$

Взаимодействия между ионами приводят к образованию заряженных и незаряженных ионных пар, которые оказывают воздействие как на физические, так и на химические свойства морской воды. Например, комбинация ионов магния и сульфата, при которой образуется незаряженная пара, является одной из причин поглощения звука в морской воде. Для главных ионов, растворенных в морской воде, была создана модель, учитывающая такие взаимодействия (табл. 6).

Таблица 6. Распределение главных катионов, образующих ионные пары с сульфатом, карбонатом и бикарбонатом, в морской воде при хлорности 19 ‰ и pH 8,1 [1]

Ион	Свободный ион, %	Ионы (%), связанные с		
		сульфатом	бикарбонатом	карбонатом
Ca^{++}	91	8	1	0,2
Mg^{++}	87	11	1	0,3
Na^{+}	99	1,2	0,01	—
K^{+}	99	1	—	—

Ион	Свободный ион, %	Ионы (%), связанные с			
		Ca	Mg	Na	K
SO_4^{--}	54	3	21,5	21	0,5
HCO_3^{-}	69	4	19	8	—
CO_3^{--}	9	7	67	17	—

[1] R. M. Carrels and M. E. Thompson, A. chemical model for sea water at 25 °C and one atmosphere total pressure, *Amer. J. Sci.*, 260: 57—66, 1962.

pH *и окислительный потенциал.* pH поверхностных океанских вод колеблется между значениями 7,8 и 8,3; на глубине встречаются меньшие значения. Обычно pH с увеличением глубины уменьшается и, так же как кислород, на некоторой глубине достигает минимума.

Окислительные потенциалы в системах океанских вод определяются концентрацией кислорода в аэрированных водах и концентрацией сероводорода в бескислородных водах. При 25 °C, давлении $1{,}01325\cdot10^5$ Па и pH 8 окислительный потенциал равен примерно 0,75 В для вод, содержащих насыщенный растворенный кислород. В бескислородных водах окислительный потенциал может меняться примерно от —0,2 до —0,3 В.

Растворимость. Среди основных катионов морской воды только кальций находится в состоянии насыщения, и такая ситуация обычно наблюдается только в поверхностных водах. Здесь его концентрация регулируется растворимостью углекислого кальция. Концентрация бария в глубинных водах может ограничиваться процессом осаждения сернокислого бария. Содержание благородных газов и растворенного газообразного азота в морской воде определяется температурой, которую имела водная масса при контакте с атмосферой. Они находятся в насыщенном состоянии или очень близки к нему.

Аутигенные формации минералов. Концентрация основных катионов Na, K, Mg и Ca, очевидно, определяется эволюцией минералов на дне океана. Такие глинистые минералы, как иллиты, хлориты и монтмориллониты, по-видимому, синтезируются из этих растворенных веществ и твердых продуктов выветривания, приносимых речным стоком (алюминосиликаты, такие, как каолинит), путем реакций типа:

$$\text{Алюминосиликаты} + SiO_2 + HCO_3^- + \text{катионы} =$$
$$= \text{катионы алюминосиликатов} + CO_2 + H_2O. \qquad (7)$$

Часть SiO_2 поступает в виде панцирей диатомовых водорослей. Таким образом, процесс зависит также от давления атмосферного углекислого газа.

Формации ферромагнитных минералов, отложения на океанском дне железа и окислов марганца, возможно, влияют на концентрацию металлов, встречающихся в незначительных количествах. К ним относятся цинк, марганец, медь, никель и кобальт. Эти элементы присутствуют в морской воде в состоянии, очень далеком от насыщения (табл. 7), но ими весьма богаты морские руды, так называемые марганцевые конкреции (размером примерно от нескольких миллиметров до одного метра) или неконсолидированные отложения.

Таблица 7. Наблюденные концентрации некоторых металлов, присутствующих в морской воде в незначительных количествах [1]

Ион	Наблюденная концентрация в морской воде, моль·л$^{-1}$	Ограничивающее соединение	Рассчитанная ограничивающая концентрация, моль·л$^{-1}$
Mn^{++}	$4\cdot10^{-8}$	$MnCO_3$	10^{-3}
Ni^{++}	$4\cdot10^{-8}$	$Ni(OH)_2$	10^{-3}
Co^{++}	$7\cdot10^{-9}$	$CoCO_3$	$3\cdot10^{-7}$
Zn^{++}	$2\cdot10^{-7}$	$ZnCO_3$	$2\cdot10^{-4}$
Cu^{++}	$5\cdot10^{-8}$	$Cu(OH)_2$	10^{-6}

[1] Вычислено на основе их наименее растворимых соединений.

Обмен катионами и анионами. Реакции обмена катионами между положительно заряженными веществами в морской воде и такими минералами, как морские глины и цеолиты, регулируют, по крайней мере частично, количество калия, натрия и магния, так же как и некоторых щелочных и щелочно-земельных металлов, не играющих главной роли в образовании минералов. Участию минералов в катионном обмене способствуют большой заряд и большой радиус. Например, есть основания предполагать, что если в океанах осаждается 65 % натрия, выветрившегося из континентальных пород, то калия, рубидия и цезия (ионы которых, по возрастающей, больше ионов натрия) здесь остается только соответственно 2,5, 0,15 и 0,025 % от всего количества ионов. Кроме того, на основании данных, полученных для вулканических пород, в океане отношение содержания магния и калия к содержанию натрия мало.

Тот любопытный факт, что магний остается в растворенном виде в значительно больших количествах, чем калий, еще не разъяснен, но, возможно, тут дело в способности таких вездесущих глинистых минералов, как иллиты, связывать калий в необменниваемые или трудно обмениваемые соединения.

Аналогичным образом процессы анионного обмена могут регулировать состав некоторых отрицательно заряженных ионов в океане. Например, отношение хлора к брому в морской воде равно 300, а в отложениях приближается к 50. Вполне вероятно, что это происходит в глинах вследствие замещения хлора бромом; однако скудное число работ в этой области не позволяет делать какие-либо окончательные выводы.

Физические процессы. На химические процессы накладываются изменения в химическом составе морской воды, вызванные таянием льда, испарением, перемешиванием с континентальным стоком и поднятием глубинных вод. Результатом первых трех процессов является изменение абсолютной концентрации всех элементов без больших изменений относительного количества растворенных веществ.

Изменения во времени. Изменения в составе морской воды в течение геологической истории отражают не только различия в масштабе и типах процессов выветривания на поверхности Земли, но и относительную интенсивность биологических и неорганических реакций. Видимо, основным параметром, контролирующим неорганические процессы, является температура морской воды.

Результаты изучения состава кислородного изотопа в пробах бентических фораминифер позволяют предположить, что если абиссальная температура в современном океане равна приблизительно 0 °C, то в верхнем, среднем и нижнем третичном периоде она была соответственно 2,2, 7,0 и 10,4 °C. Повышение температуры неизбежно сопровождается подобным же повышением в поверхностных и промежуточных водах. Очевидным следствием современного охлаждения океана является увеличение числа ионов кальция или карбонатов, или тех и других, так как коэффициент растворимости карбоната

кальция имеет отрицательный температурный множитель. Подобным же образом при понижении температуры воды повышается количество газов, способных растворяться в морской воде в равновесии с атмосферой.

Эдвард Д. Голдберг

Биологическое регулирование состава морской воды. В открытом море вся органическая материя образуется путем фотосинтеза и роста одноклеточных форм планктона. Во время этого роста все элементы, необходимые для живой материи, черпаются из морской воды. Некоторые элементы присутствуют в большом избытке, например углерод в CO_2, натрий и сера (в виде сульфата). Другие элементы, такие, как фосфор, азот и кремний, находятся в таких малых количествах, что при росте растений из воды извлекается фактически весь их запас. Если эти элементы при фотосинтезе извлекаются, то кислород, наоборот, поступает в воду.

Биохимический цикл. Большая часть органического вещества, образовавшегося при фотосинтезе и росте одноклеточных растений, может поедаться зоопланктоном, который в свою очередь является пищей для других организмов. На каждой стадии пищевой цепи большая доля съеденного вещества переваривается и извергается, а затем наряду с мертвыми организмами разлагается под воздействием бактерий. В процессе разложения из воды извлекается кислород, а элементы, ранее поглощенные фитопланктоном, возвращаются в воду.

Распределение кислорода и основных элементов питания в океане меняется вследствие пространственного разделения этих биологических процессов. Фотосинтез ограничен поверхностными слоями океана, глубиной обычно не более 100 м, разложение же органических веществ может происходить на любой глубине. Поэтому концентрация питательных элементов на поверхности мала, на промежуточных глубинах (300—800 м) достигает максимума, а затем, слегка уменьшаясь, приобретает устойчивое значение, сохраняющееся почти до самого дна. Часто вблизи дна наблюдается небольшое повышение концентрации основных элементов. Распределение кислорода обратно описанному выше: на поверхности — наибольшие значения, в середине — минимум, а в глубинных водах — промежуточные значения. Наличие уровня минимума кислорода — максимума питательных веществ в океане отражает два одновременно действующих процесса. Первый из них — разложение органических веществ, опускающихся из поверхностного слоя, а второй связан с тем, что вода, первоначально находившаяся у поверхности в высоких широтах, где она содержала органическую материю, впоследствии охлаждается, опускается и растекается по океану на соответствующих ее плотности уровнях.

В результате примерного постоянства состава морских организмов вариации содержания элементов, необходимых для образования органического вещества, взаимосвязаны. Анализ морских организмов показывает, что в их протоплазме число атомов, содержащих углерод, азот и фосфор, находится в отношении 100 : 15 : 1. При образовании органической материи эти элементы извлекаются из воды именно в таком соотношении, а при разложении органических веществ в том же самом соотношении возвращаются в воду. Но так как разложение органических веществ — не мгновенный процесс, который одновременно высвобождает все элементы, нередко в океане можно наблюдать различные соотношения этих элементов. В прибрежных водах и закрытых морях отношение концентраций азота и фосфора может значительно отличаться от отношения 15 : 1, наблюдаемого в организмах.

Биохимическая циркуляция. В отличие от основных элементов морской воды концентрация этих питательных веществ в разных океанах весьма различна. В водах Тихого океана концентрация азота и фосфора почти вдвое больше, чем на той же глубине в Северной Атлантике. В Южной Атлантике и Северном Ледовитом океане наблюдаются промежуточные значения. Самая низкая концентрация обнаружена в Средиземном море, где она составляет примерно $^1/_3$ от значений в Северной Атлантике.

Эти колебания можно объяснить характером циркуляции в океанах и влиянием биологических процессов на распределение элементов. Например, в Средиземное море через Гибралтарский пролив приходят поверхностные воды из Северной Атлантики, уже бедные питательными веществами, а уходят глубинные воды. Пока вода находится в Средиземном море, рост планктона еще больше обедняет поверхностные слои, а образовавшееся органическое вещество погружается в придонные воды и выносится глубоководным потоком. Аналогичный процесс объясняет низкую концентрацию питательных веществ в Северной Атлантике, которая получает поверхностные воды из Южной Атлантики, а теряет эквивалентный объем воды на больших глубинах. См. *Плодородие морских вод, Океанские течения.*

Боствик Г. Кетчам

Буферные механизмы. В состав морской воды входит большое количество катионов, относящихся к слабым кислотам, и меньшее количество анионов, часть из которых является сильными основаниями. Таким образом, морская вода имеет щелочной характер; значение pH меняется от 7,5 до 8,3.

В химической океанографии термин «щелочность» используется для обозначения концентрации сильных оснований, а не концентрации гидроксильных ионов, как можно было бы ожидать. Щелочность можно определить как число эквивалентов сильной кислоты, необходимых для стехиометрического превращения всех сильных оснований в слабые кислоты.

Следовательно, добавление или изъятие слабых кислот не влияет на щелочность морской воды, хотя посредством буферного механизма от этого меняется pH.

Основная слабая кислота в морской воде — это угольная, образующаяся при гидролизе растворенного углекислого газа. Борная кислота тоже присутствует в значительных количествах. Соли этих двух слабых кислот являются сильными основаниями, которые определяют щелочность. Полное количество бора в составе борной кислоты либо ее солей фактически находится в постоянном отношении к хлорности и равно примерно 0,00024, что эквивалентно удельному отношению борной кислоты к хлорности, равному примерно 0,022 (концентрация в ммоль·$л^{-1}$).

Суммарная щелочность в океане более изменчива. Вблизи поверхности она может увеличиваться в результате добавления растворенных карбонатов от речного стока или уменьшаться при осаждении извести в процессе образования кораллов и раковин. В более глубоких слоях она может расти при растворении известковых осадков, опускающихся из поверхностных вод. Косци (1956 г.) всесторонне обсуждает изменение щелочности в океане. Среднее отношение щелочности к хлорности для морской воды составляет на поверхности примерно 0,120, а с глубиной несколько увеличивается (щелочность измеряется в мг-экв·$л^{-1}$).

Еще более изменчивой величиной, чем щелочность, является полное количество растворенного CO_2. Вблизи поверхности океана CO_2 переходит из океана в атмосферу или обратно. В эвфотической зоне CO_2 извлекается путем фотосинтеза и включается в органическую материю. Ниже эвфотической зоны CO_2 восстанавливается при биологическом окислении органической материи. Типичные значения полного содержания CO_2 могут меняться от 2,0 или 2,1 ммоль·$л^{-1}$ у поверхности до 2,8 ммоль·$л^{-1}$ и более на уровне кислородного минимума.

Небольшая часть этого CO_2 находится в физическом растворе, часть — в форме недиссоциированной угольной кислоты; но бо́льшая часть CO_2 присутствует в виде ионов, в основном бикарбонатов с некоторой примесью карбонатов. Соотношение различных форм определяется константами диссоциации угольной и борной кислот, зависящими от температуры и давления, а также коэффициентами активности различных ионов, которые меняются в зависимости от температуры, давления и солености. На практике коэффициенты активности и константы диссоциации комбинируются в виртуальные константы, которые Харви (1957 г.) затабулировал в виде функций температуры и солености при давлении 1,01325·10^5 Па.

Джон Лайман

Лит.: R. M. Garrels and M. E. Thompson, A chemical model for sea water at 25 °C and one atmosphere total pressure, *Amer. J. Sci.*, 260: 47—66, 1962; H. W. Harvey, *Chemistry and Fertility of Sea Waters*, 1957; M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 2, 1963; F. Koczy, The specific alkalinity, *Deep-Sea Res.*, 3: 279—288, 1956; J. Lyman and R. B. Abel, Chemical aspects of physical oceanography, *J. Chem. Educ.*, 35: 113—115, 1958; F. T. MacKenzie and R. M. Garrels, Chemical mass balance between rivers and oceans, *Amer. J. Sci.*, 264: 507—525, 1966; D. F. Martin, *Marine Chemistry*, vol. 1: *Analytical Methods*, 1972; A. C. Redfield, The biological control of chemical factors in the environment, *Amer. Sci.*, 46(3): 205—221, 1958.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ

Характер распределения физических и химических характеристик в океане формируется следующими процессами: 1) излучением (тепла); 2) обменом с сушей (теплом, влагой и твердыми веществами, такими, как соли) и с атмосферой (влагой, солью, теплом и растворенными газами); 3) биологическими процессами (фотосинтезом, дыханием и разложением) и 4) процессами перемешивания. В результате этих процессов и образуются определенные типы воды и океанские водные массы.

Горизонтальное распределение. Все характеристики в океане меняются главным образом с широтой, что определяется притоком радиации и разницей между испарением и осадками.

Температура. Солнечная радиация на океанской поверхности частично отражается и излучается вверх. В экваториальном поясе, ограниченном 30° с. ш. и 30° ю. ш., приход радиации превышает потери на излучение и отражение, а на более высоких широтах — приход радиации меньше потерь. В результате в экваториальной области температура поверхности океана высокая (более 28 °C), а в полярных областях — низкая (менее 1 °C).

Соленость. С суши в океан поступают различные растворенные вещества, которые затем перемешиваются до такой степени, что их соотношения повсюду почти постоянны; однако суммарная концентрация (соленость) может существенно изменяться. В средних широтах испарение воды превышает сумму осадков и поверхностная соленость велика; в низких широтах осадки превышают испарение и раствор здесь более слабый.

Соленость на поверхности открытого океана меняется от низких значений, равных примерно 32,5 ‰ в северной части Тихого океана, 34,0 ‰ в антарктических водах, 35,0 ‰ в экваториальной части Атлантики, 34,0 ‰ в экваториальной части Индийского океана, до высоких значений в центрах интенсивного испарения в средних широтах: 35,5—36,5 ‰ в северной и южной частях Тихого океана, 37,0 ‰ в Северной и Южной Атлантике и 36,0 ‰ в Индийском океане.

Растворенный кислород. Кислород в океане производится при фотосинтезе и расходуется при дыхании и разложении. На поверхности океана происходит также кислородный обмен с атмосферой. Выше термоклина содержание кислорода почти всегда близко к уровню насыщения (>7 мл·$л^{-1}$ в холодных водах высоких широт и <5 мл·$л^{-1}$ в теплых экваториальных водах).

Плотность. Плотность морской воды зависит от температуры, солености и глубины (давления). Ее распределение также сильно зависит от структуры течений. В низких и средних широтах влияние высокой температуры сильнее влияния высокой солености, и поверхностные воды легче, чем в высоких широтах; значения плотности меняются от 1,022·10^{-3} до 1,027·10^{-3} кг·$м^{-3}$ и более. Самый большой вертикальный градиент связан с термоклином и галоклином и, следовательно, расположен очень близко к поверхности. Более тяжелые поверхностные воды высоких широт, перемещаясь и опускаясь ниже более легких вод, перемешиваются на глубине, соответствующей их плотности. Вариации поверхностной плотности обычно невелики, так как высоким широтам присуща низкая соленость, поэтому вода опускается только на несколько сотен метров, образуя промежуточную воду. Но в тех случаях, когда течения приносят в высокие широты воды с большой соленостью, которые затем охлаждаются (как в Северной Атлантике), или когда воды с относительно высокой соленостью замерзают и при этом теряют часть своей пресной воды (как на Антарктическом шельфе), образуются глубинные и придонные воды с температурой ниже 1 °C. См. *Галоклин, Термоклин.*

Вертикальное распределение. Подповерхностное распределение характеристик зависит в основном от внешних факторов, особенно от тех, которые влияют на поверхностную плотность, и от типа глубоководной циркуляции.

Температура. В результате термохалинной циркуляции устанавливается следующее вертикальное распределение температуры: в низких и средних широтах глубинные воды холоднее поверхностных, а в очень высоких широтах, где температура поверхностных вод низкая, более глубокие воды имеют ту же температуру, что и поверхностные, и выше. Сезонное выхолаживание в высоких широтах может привести к тому, что минимум окажется на некоторой промежуточной глубине, а вследствие циркуляции на промежуточной глубине может оказаться как минимум, так и максимум температуры. На значительной части Тихого океана придонные воды не образуются и ниже примерно 4000 м температура с глубиной увеличивается. При этом градиент не превышает адиабатического значения, так что вода сохраняет устойчивость.

Плотность и соленость. Так как в основном океанские течения геострофически уравновешены, поверхности постоянной плотности наклонены различным образом по отношению к океанской поверхности и другим поверхностям постоянного давления, а плотность меняется в направлении как восток—запад, так и север—юг. Перемешивание и перемещение промежуточных и глубинных вод вдоль этих поверхностей приводит к более сложным изменениям других переменных. Вероятно, у промежуточных вод северной и южной частей Тихого океана и Южной Атлантики минимум солености в средних и низких широтах расположен на промежуточных глубинах, так как эти воды образуются в районах высоких широт с низкой соленостью и движутся между поверхностными водами высоких широт, обладающими большой соленостью, и придонными водами. В северной части Тихого океана минимум солености находится в пределах от 33,4 до 34,1 ‰, а в южной части Тихого океана и Южной Атлантике — примерно от 34,2 до 34,6 ‰. В Северной Атлантике промежуточные воды с низкой соленостью не образуются, но на больших глубинах поступает очень соленая средиземноморская вода (36,5 ‰), что создает более сложное распределение солености, чем в других океанах. Температура и соленость придонных вод, отличающихся большей однородностью, чем другие типы вод, описаны ниже в разделе «Океанские водные массы».

Растворенный кислород. В высоких широтах, где происходит опускание холодных поверхностных вод, имеет место вертикальный перенос кислорода вниз. Ниже компенсационного горизонта его концентрация постепенно уменьшается в результате потребления. Придонные воды Атлантического океана содержат от 5 до 6 ‰ растворенного кислорода; Индийский и южная часть Тихого океана — около 4 ‰; северная часть Тихого — менее 4 ‰. Между этими придонными водами и насыщенными поверхностными водами расположены слои с меньшей концентрацией кислорода, изменяющейся от 0,10 ‰ и менее на востоке тропической части Тихого океана и менее 1,0 ‰ на востоке тропической Атлантики до 4 ‰ и более в Южной Атлантике.

Питательные вещества. Другие элементы, такие, как питательные вещества, фосфаты и нитраты, имеют низкую концентрацию в поверхностном слое, где они поглощаются растениями, и высокую концентрацию на глубинах, где они накапливаются вследствие погружения и разложения организмов.

Максимальные значения концентрации фосфатов находятся на промежуточных глубинах, обычно под слоем минимума кислорода, и меняются от 1 мкг-атом·$л^{-1}$ и менее в Северной Атлантике до 2 мкг-атом·$л^{-1}$ и более в Антарктике, Индийском и южной части Тихого океана и 3,5 мкг-атом·$л^{-1}$ и более в северной части Тихого океана. У поверхности его концентрация меняется от 0,1 мкг-атом·$л^{-1}$ и менее в Северной Атлантике и 0,5 мкг-атом·$л^{-1}$ в северной части Тихого океана до 1,5 мкг-атом·$л^{-1}$ и более в Антарктике. У дна они меняются примерно от 1,0 мкг-атом·$л^{-1}$ в Северной Атлантике и 2,0 мкг-атом·$л^{-1}$ у берегов Антарктиды, в южной части Тихого океана и Индийском океане до 2,5 мкг-атом·$л^{-1}$ в северной части Тихого океана.

Весовое отношение нитрато-нитрогенов к фосфоро-фосфатам равно примерно 8 : 1.

Силикат не имеет промежуточного максимума, но монотонно возрастает по направлению ко дну, где его значения меняются от 150 мкг-атом·$л^{-1}$ и более в северной части Тихого океана до 40 мкг-атом·$л^{-1}$ и менее в Северной Атлантике. Поверхностные значения обыкновенно ниже 10 мкг-атом·$л^{-1}$.

Джозеф Л. Рейд

Термическая структура. К настоящему времени накопились достаточно полные сведения о термической структуре океана и ее связи с океанскими динамическими процессами. Точные измерения двумерной структуры океана были выполнены с помощью батитермографа. Хотя при буксировке батитермографа происходит изменение температуры во времени, ее пространственное распределение вполне соответствует действительности, так как теплоперенос у поверхности незначителен, а адвективные процессы происходят медленнее, чем движется судно (скорость примерно 4 м·$с^{-1}$).

На рис. 5 по вертикали отложена глубина от поверхности океана до 244 м. Горизонтальное направление может соответствовать как времени, так и расстоянию, поскольку буксирующее судно движется с постоянной скоростью 4 м·$с^{-1}$. Масштаб по вертикали примерно в 100 раз меньше, чем по горизонтали, поэтому колебания изотерм кажутся резче, чем на самом деле. Каждая изотерма соответствует целому значению градуса по шкале Цельсия от 16 до 10°. В примере имеется обычный перемешанный слой (без изотерм), наблюдавшийся в данном случае от поверхности океана до глубины 79,3 м. Ниже расположены изотермы, соответствующие резкому термоклину.

Колебания изотерм. С помощью батитермографа удалось исследовать в деталях горизонтальные изменения температуры.

В главном термоклине было обнаружено важное крупномасштабное явление: вертикальные волнообразные колебания с высотой волны, равной примерно 15—30 м, и расстоянием между гребнями около 22 км. Все изотермы подтверждают также существование более мелких колебаний, создаваемых внутренними волнами, всегда присутствующими в океане. В частности, в главном термоклине они встречаются с частотой 1—4 на 2 км. Их высота тем больше, чем меньше градиент плотности в термоклине, и в среднем составляет 1—6 м. См. *Внутренние волны.*

Результаты двумерных измерений подтверждают сложность термической структуры океана. Имеющиеся данные позволяют извлечь информацию из наклона изотермических поверхностей. Нанеся на график вертикальные координаты изотерм через каждые 100 м хода судна, можно получить угол наклона изотерм к горизонтали (табл. 8).

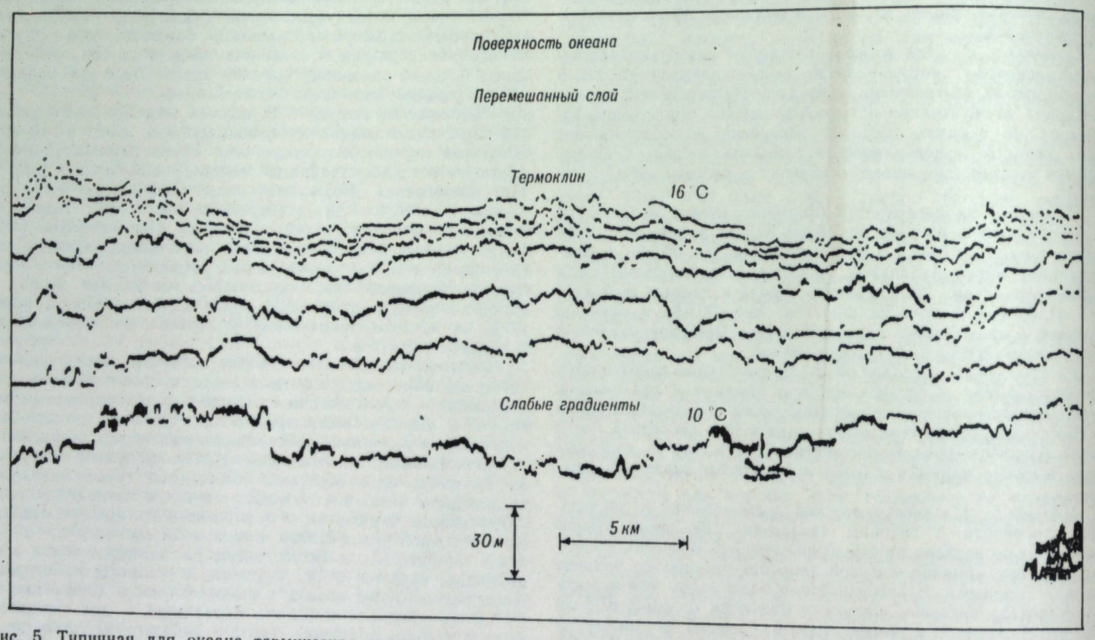


Рис. 5. Типичная для океана термическая структура.

Таблица 8. Наклон изотерм [1]

Угол наклона к горизонтали	Число наблюдений, %	Угол наклона к горизонтали	Число наблюдений, %
0—10′	34	40—50	6
10—20	20	50—60	5
20—30	11	> 60	17
30—40	7		

[1] Основано на 60 000 глубоководных наблюдений.

Изотермы в термоклине очень близки к горизонтали, их характерный наклон составляет 17 мин. С помощью энергетического спектра было установлено, что длины волн изменяются в широких пределах. В энергетическом спектре часто наблюдается несколько пиков, соответствующих длинам волн от 2 до 5 км. Повторяющиеся пики соответствуют длинам волн 0,55 и 1,2 км. Бо́льшая часть энергии сосредоточена в длиннопериодных волнах. Из рассмотрения дополнительных данных следует (рис. 6), что вертикальные изменения изотерм имеют определенные циклы, соответствующие короткопериодным внутренним волнам (5—8 мин), сейшам (14—20 мин), приливным процессам (6, 8, 12 и 24 ч), метеорологическим (3—5 дней), лунным (14 и 28 дней) и сезонным циклам (1 год).

Полагают, что в открытом океане внутренние волны движутся в различных и меняющихся направлениях. Информацию о направлении распространения доминирующих волн дает анализ данных, полученных при буксировке в разных направлениях. У побережья Южной Каролины в полосе до 350 км доминирующим направлением является направление к берегу.

Была попытка измерить и трехмерную термическую структуру океана. Для этого буксирование батитермографа выполнялось по кругам и квадратам. Предварительные данные указывают на то, что в океанской термоструктуре присутствует множество термических куполов или горбов, движущихся в различных направлениях.

Роль циркуляции и границ. Различные участки вертикальной термической структуры отражают разные динамические процессы, происходящие в океане. В термоструктуре были

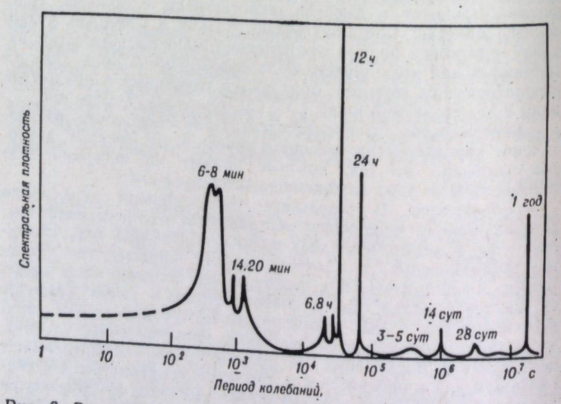


Рис. 6. Энергетический спектр, иллюстрирующий наиболее характерные периоды колебаний во внутренней термоструктуре океана.

обнаружены куполы или гребни высотой 45 м и длиной до 10 км, связанные с вихрями или с сопутствующими им обратно направленными течениями. Аналогичные изменения глубины и характера термоклина наблюдались поперек систем главных

течений. В тех районах, где термоклин смещается вверх и ослабляется, возникает апвеллинг.

Границы водных масс и форма берега также оказывают влияние на термическую структуру. Сильный горизонтальный термоклин может играть роль вертикальной границы. Если

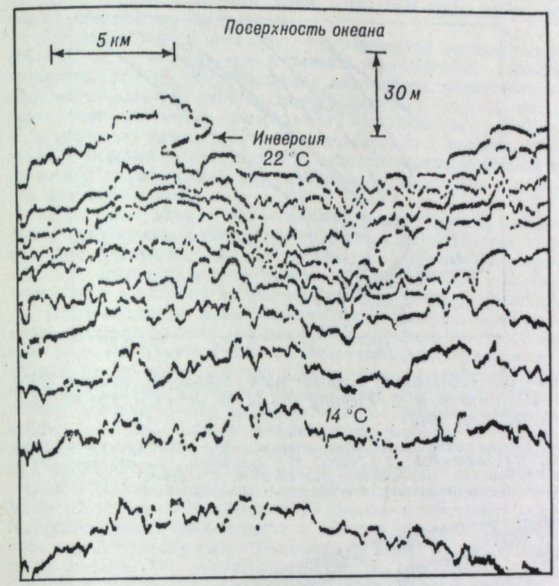


Рис. 7. Турбулентность с температурной инверсией.

выше и ниже термоклина скорости направлены противоположно, то может возникнуть крупномасштабная турбулентность с температурной инверсией (рис. 7).

Построение подробных двумерных профилей позволяет легко выявить вертикальные границы водных масс, или фронты.

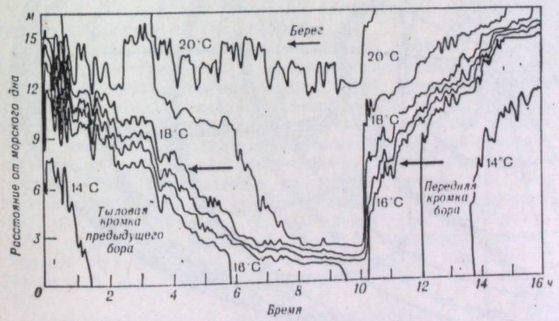


Рис. 8. Изменения в термической структуре, вызванные бором.

В этом случае изотермы поднимаются к поверхности и создают горизонтальный температурный градиент. Вдоль термической границы возникает турбулентность.

Острова, мысы и отмели тоже воздействуют на термоструктуру и внутренние волны. Над отмелями, где длина волн меньше, их скорость уменьшается. Это происходит в тот момент, когда волны приближаются к берегу: здесь не только уменьшается их период, но и растет высота. По-другому влияет на термическую структуру прилив, который у побережья Калифорнии вызывает движение большой массы воды через шельф в сторону суши. На холодную, более тяжелую воду, движущуюся к берегу над дном, действует придонное трение, приводящее к образованию вертикального фронта (рис. 8). По существу, это является внутренней приливной волной, которая возникает в сизигийных приливах. На фронте этой волны генерируется турбулентность и иногда слабые температурные инверсии. Очевидно также, что резкость термоклина меняется в зависимости от прилива. Когда внутренние волны приближаются к поверхности, их гребни становятся плоскими, а ложбины заостряются. Если они сближаются с дном, то ложбины делаются плоскими, а гребни — крутыми и заостренными.

Ю. К. Ла Фонд

Перемешивание и диффузия. Для распределения свойств и формирования водных масс в океане чрезвычайно важны процессы перемешивания и диффузии. Здесь термин «перемешивание» относится к движениям, которые увеличивают среднее значение градиента некоторой величины в определенной области. Термин «диффузия» будем употреблять в узком смысле для обозначения молекулярной диффузии или процессов проводимости, способствующих уменьшению градиентов. Перемешивание и последующая диффузия могут уменьшать градиенты в некоторой области гораздо быстрее, чем чисто молекулярные процессы. Комбинацию диффузии и перемешивания часто называют турбулентной диффузией.

Перемешивающие движения сопровождаются сдвигом, или, точнее, деформацией. Масштабы перемешивания изменяются от размеров постоянных течений почти до молекулярных. Мелкомасштабные движения, часто имеющие весьма сложную структуру, для перемешивания являются самыми эффективными.

За одним очень важным исключением, отмеченным ниже, перемешивание происходит преимущественно вдоль поверхностей постоянной потенциальной плотности. (Потенциальной плотностью называется плотность воды, приведенная адиабатически к атмосферному давлению.) Потенциальная плотность почти всегда растет с глубиной. При этом вертикальному смещению частички воды с поверхности потенциальной плотности препятствует стабилизирующая сила, пропорциональная вертикальному градиенту потенциальной плотности.

На поверхности океана действуют мощные механизмы, стимулирующие перемешивание через поверхности потенциальной плотности: напряжение ветра и термическая конвекция, вызванная охлаждением и испарением. Вблизи поверхности перемешивание легко преодолевает действие стабилизирующих сил, что приводит к образованию и поддержанию на большей части океана мелкого однородного поверхностного слоя. Турбулентность, создаваемая на поверхности, проникает через поверхности потенциальной плотности сразу под однородным слоем и гасится в термоклине или галоклине. Таким образом, на некоторой глубине в этих слоях преобладает более распространенное перемешивание вдоль поверхностей потенциальной плотности. На больших глубинах и в высоких широтах эта анизотропия менее заметна, так как вертикальный градиент потенциальной плотности здесь мал. Перемешивание вдоль поверхностей потенциальной плотности также может быть вызвано приливными течениями, но они бывают сильными только в мелководных прибрежных районах океана.

Вследствие разнообразия и сложности перемешивания ни один общий метод его количественного описания не оказался по-настоящему удовлетворительным. Часто бывает удобным предположить, что перемешивание и диффузия аналогичны молекулярной диффузии. Иногда оказывается возможным выполнить детальный анализ этих движений, несмотря на значительные трудности как теоретического, так и экспериментального характера. По-видимому, наиболее реалистичный подход обеспечивает статический анализ движений. См. *Океанские течения.*

Джон Д. Кокрейн

Океанские водные массы представляют собой обширные объемы подповерхностной океанской воды, характеризующиеся примерно постоянным соотношением между температурой и соленостью или какими-либо другими консервативными характеристиками. Для обнаружения водных масс и прослеживания их перемещения была развита следующая концепция. Было сделано предположение, что характерные свойства водная масса приобретает в районе ее формирования, обычно на поверхности. Впоследствии они преобразуются при горизонтальном и вертикальном перемешивании. Таким образом, наблюдаемые характеристики зависят как от первоначальных свойств, так и от степени их модификации на пути к месту наблюдения.

Водная масса обычно определяется с помощью специальной диаграммы, по одной оси которой откладывается температура (или какая-либо другая термодинамическая переменная), а по другой — концентрация одного из компонентов. Точка на такой диаграмме соответствует типу водной массы (отражающему условия в районе формирования), а линия, соединяющая точки, сохраняет, по крайней мере приблизительно, свойство смеси: если линию, соединяющую точки, представля-

ющие два типа водной массы, разделить третьей точкой (представляющей смесь), то отношение длин отрезков будет обратно пропорционально содержанию воды в смеси. Результирующая кривая для вертикального столба воды была названа характерной кривой, потому что для данной водной массы ее форма не меняется с глубиной. Существование такой кривой подразумевает постоянное возобновление водных масс, в противном случае перемешивание привело бы к образованию однородной воды, представленной на диаграмме точкой.

Соотношение температура—соленость. В океанографии при изучении водных масс обычно используют диаграмму для температуры и солености. (*T, S*-диаграмма) (рис. 9).

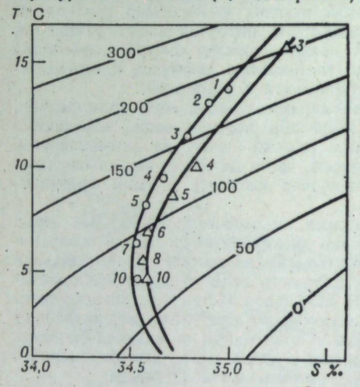


Рис. 9. *T, S*-диаграмма для станций Карнеги 40 (кружки) и Дана 3756 (треугольники), местоположение которых показано на рис. 11.

Глубина наблюдений дана в гектометрах (100 м). Жирные линии соответствуют определению тихоокеанской экваториальной воды. Тонкие линии — удельный объем в виде термостерических аномалий в сентилитрах (0,01 *л*) на тонну.

солености, можно воспользоваться *T, S*-диаграммой с изоплетами. Так как океану свойственна устойчивость (т. е. плотность монотонно возрастает с глубиной), то по наклону *T, S*-кривой (на которой указана глубина) к изоплетам плотности

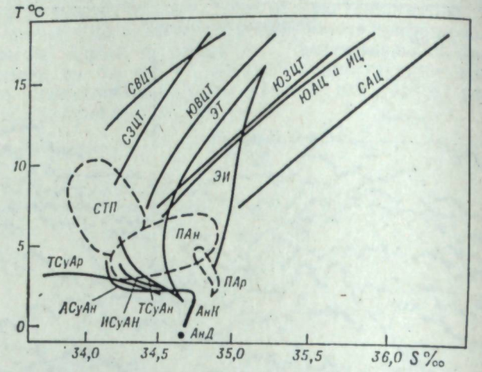


Рис. 10. *T, S*-кривые водных масс Мирового океана. *(По H. U. Sverdrup, R. H. Fleming and M. W. Johnson, The Oceans, Prentice-Hall, 1942)*

А — атлантический, *Ан* — антарктический, *Ар* — арктический, *В* — восток, *Д* — придонный, *З* — запад, *И* — индийский, *К* — круговой, *П* — промежуточный, *Пер* — переходная область, *С* — север, *Су* — суб, *Т* — тихий, *Ц* — центральный, *Э* — экваториальный, *Ю* — юг.

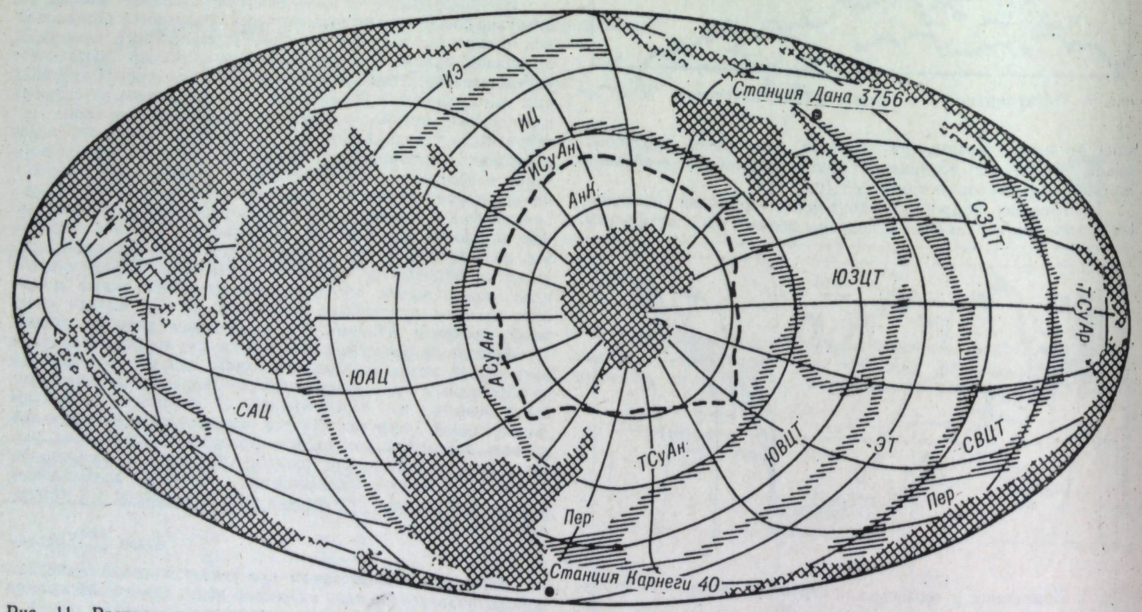


Рис. 11. Распределение основных водных масс в верхнем 1000-м слое. *(По H. U. Sverdrup, R. H. Fleming and M. W. Johnson, The Oceans, Prentice-Hall, 1942)*

Усл. обозначения см. рис. 10. Штриховой линией показана антарктическая конвергенция.

При построении такой кривой данные верхнего 100-м слоя обычно не учитываются из-за сезонных изменений и местных модификаций в поверхностном слое. Поэтому водная масса, по определению, ограничивается сверху 100-м горизонтом. Хотя в идеале водная масса определяется с помощью единственной *T, S*-кривой, из-за случайных погрешностей полевых измерений и, возможно, наличия тонкой структуры в самой водной массе на практике эти определения лучше проводить по сглаженной кривой.

Любое свойство, являющееся функцией только температуры и солености, на *T, S*-диаграмме может быть представлено соответствующим семейством изоплет (например, значения плотности при постоянном давлении, обозначенные σ_t, пространственные термоаномалии, скорость звука и концентрация насыщения растворенных газов). Следовательно, для определения значений таких функций, зависящих от температуры—можно оценить вертикальное распределение устойчивости. Диаграмма часто оказывается полезной для выявления погрешностей наблюдений и в качестве руководства при интерполяции между соседними станциями. Если имеется однородный ряд наблюдений, ее можно также использовать для количественного представления частотного распределения характеристик воды.

Типы водных масс. Наиболее важные и лучше всего изученные водные массы (изображены *T, S*-кривыми на рис. 10, а на рис. 11 показано их распределение) встречаются в верхнем 1000-м слое океана. Они принадлежат к трем типам: 1) полярные воды, распространенные южнее 40° ю. ш. во всех океанах и севернее 40° с. ш. в Тихом океане; 2) центральные воды, находящиеся в средних широтах почти во всем Мировом океане, и 3) экваториальные воды, расположенные в экваториальных зонах Тихого и Индийского океанов.

Полярные воды, включающие субарктическую, субантарктическую и антарктическую циркумполярную водные массы, формируются на поверхности океана в высоких широтах и поэтому имеют низкую температуру и относительно низкую соленость. Субантарктические воды граничат на юге с четко выраженной антарктической конвергенцией, к югу от которой находятся циркумполярные воды; субарктические воды не имеют четкой северной границы.

По-видимому, в районах субтропической конвергенции (35—40° ю. и с. ш.), где в течение определенных сезонов горизонтальные *T, S*-соотношения аналогичны характеристикам вертикального распределения различных водных масс, происходит опускание центральных вод. Большие различия в их свойствах принято объяснять различиями в суммах испарения и осадков, в нагревании и охлаждении, атмосферной и океанской циркуляции и распределении суши и моря в районах их формирования.

Обширные области экваториальных вод (рис. 9) разделяют центральные водные массы Индийского и Тихого океанов. Эти экваториальные водные массы, вероятно, образовались при подповерхностном перемешивании в низких широтах, хотя место и условия их формирования хорошо не известны.

Промежуточные воды находятся под центральными водными массами во всех океанах. Антарктические промежуточные воды опускаются вдоль антарктической конвергенции; водная масса, образующаяся в результате дальнейшего перемешивания, характеризуется минимальной соленостью. Арктические промежуточные воды, которые в Атлантике роли не играют, в Тихом океане формируются, вероятно, к северо-востоку от Японии и далее широко растекаются. Другие важные промежуточные водные массы формируются в Атлантическом и Индийском океанах при участии вод Средиземного и Красного морей соответственно. Глубинные и придонные воды Мирового океана формируются в высоких широтах на севере и на юге Атлантики (море Уэдделла), а также на юге Индийского океана. См. *Атлантический океан, Индийский океан, Северный Ледовитый океан, Тихий океан, Южный океан.*

Уоррен С. Вустер

Вариации изотопов. Изучение изотопного состава океанской воды позволило охарактеризовать главные глубоководные массы, проследить их происхождение и перемешивание, исследовать изотопный обмен с диссоциированными ионами и подойти к рассмотрению геологической истории океана. Другие исследования были связаны с влагообменом между атмосферой и океаном и с природой пограничного слоя на поверхности раздела океан—атмосфера.

Изменения в содержании устойчивых изотопов принято определять по отношению к произвольно установленной стандартной средней океанской воде (ССОВ), изотопный состав которой численно определяется относительно стандарта воды, сообщаемого Международным агентством по атомной энергии (Вена, Австрия). Абсолютные концентрации изотопов измерить значительно труднее, чем относительные. Абсолютные концентрации ССОВ соответствуют, как считают, отношению D/H, равному 1/6328, или 158 млн$^{-1}$, и отношению $^{18}O/^{16}O$, равному $1993 \cdot 10^{-6}$, или 1989 млн$^{-1}$ ^{18}O. Изотопный сдвиг относительно ССОВ обозначается величиной δ, где δ определяется из выражения $R/R_{ССОВ} = 1 + \delta$, R — отношение D/H или $^{18}O/^{16}O$. Значения δ, как и соленость, всегда измеряются в промилле (‰).

Изотопный сдвиг в поверхностных океанских водах отражает суммарный эффект, создаваемый осадками, испарением, молекулярным обменом и перемешиванием с другими поверхностными и глубинными водами. В экваториальных и высоких широтах сумма осадков превышает испарение, тогда как для пассатных широт верно обратное. Изотопный состав нагляднее всего иллюстрируется графиками зависимости δ от солености (рис. 12).

Из рисунка видно, что в северной и южной частях Тихого океана δ, S-кривые имеют разные наклоны. Это объясняется неодинаковой интенсивностью различных процессов. В высоких широтах, где осадки преобладают над испарением, δ, S-связь имеет приближенно линейный характер, но в низких широтах, при переходе через пассатную зону в область экватора с большим количеством осадков, связь становится очень сложной. Эти изменения можно количественно связать с суммарным испарением, осадками и скоростью перемешивания в локальных районах, если используется модель перемешивания, в которой число уравнений не превосходит число переменных. Предварительные модели такого рода уже построены.

Связь дейтерий—^{18}O. В экваториальных и умеренных широтах в поверхностных океанских водах между D и ^{18}O наблюдаются простые линейные соотношения, графики которых проходят через начало координат с тангенсом угла наклона *M*, уменьшающимся при увеличении отношения испарения к осадкам в рассматриваемых районах. Характерные значения *M* в северной части Тихого океана равны 7,5, в Северной Атлантике 6,5, а в Красном море 6,0.

Роль замерзания. В результате замерзания морской воды происходит концентрация соли в жидкой фазе, что приводит к формированию воды повышенной солености и ее последующему опусканию. Этот процесс играет особенно важную роль в формировании антарктических придонных вод, например на шельфе моря Уэдделла в антарктической части Атлантического океана. Коэффициенты разделения изотопов при замерзании настолько малы (1,0203 для D и 1,0027 для ^{18}O), что в составе изотопов происходят очень незначительные изменения. Можно ожидать, что океанские воды, генерируемые

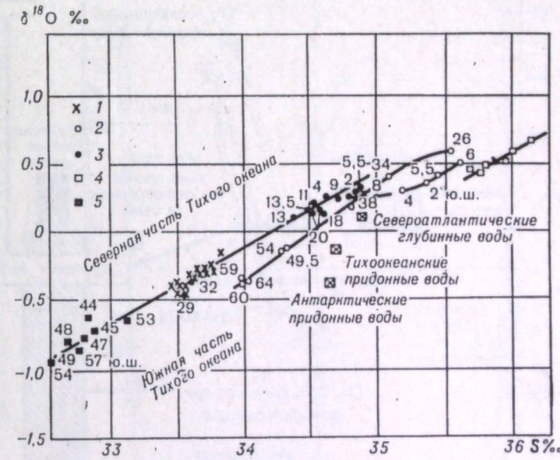


Рис. 12. Диаграмма, демонстрирующая связь между содержанием ^{18}O и соленостью (‰) в поверхностных и глубинных водах Тихого океана, Антарктики и Северной Атлантики.

1 — средние месячные значения по данным Скриппсовского океанографического института: *2* — Monsoon, южная часть Тихого океана, *3* — Monsoon, северная часть Тихого океана, *4* — Risepac, *5* — Leapfrog.

таким процессом, будут характеризоваться почти горизонтальной линией, параллельной оси абсцисс графика зависимости изотопного состава от солености, типа приведенного на рис. 12. Это было подтверждено наблюдениями как в Северном Ледовидом океане, так и в антарктических водах.

Например, на рис. 12 антарктические придонные воды имеют одинаковые характеристики с поверхностными водами южной части Тихого океана на широтах 59—64° ю. Обозначения Monsoon, Risepac и Leapfrog относятся к экспедициям Скриппсовского океанографического института. Пробы Risepac были взяты по курсу восток—запад в южной части Тихого океана между о-вами Общества и Южной Америкой. Представленные пробы антарктической придонной воды были фактически взяты в районе моря Уэдделла. Поверхностные воды в сравнимых широтах Атлантики на графике находятся в тех же точках, что и поверхностные воды Тихого океана на широте 59—64° ю., так как все эти воды объединяются одним и тем же составом изотопов и солености; причина этому — быстрая круговая циркуляция вокруг Антарктиды.

Однако в районе моря Уэдделла точки для поверхностных и промежуточных вод, связывающих поверхностные воды высоких широт и антарктическую придонную воду, расположены параллельно оси абсцисс на рис. 12. Это указывает на то, что придонная вода генерируется непосредственно в результате процесса замерзания. Сказанное находится в полном согласии с классической схемой, созданной океанографами. Однако нет никаких доказательств подтвержденных измерениями классического типа или изотопными методами, что такой процесс играет значительную роль в каком-либо другом месте океана, хотя, возможно, он действует также на шельфе моря Росса, где до сих пор отсутствуют надежные измерения в зимний период.

Соотношения для глубинной воды. На рис. 12 представлено содержание кислорода-18 в ядре главных океанских глу-

боководных масс. Глубинная вода Индийского океана неотличима в этом смысле от тихоокеанской придонной воды, а тихоокеанская глубинная вода имеет одинаковый состав по всей акватории Тихого океана, за исключением очень высоких южных широт, где наблюдается перемешивание с придонной водой. Точность представленных изотопных данных равна примерно ±0,02 ‰ и настолько высока, что позволяет видеть непосредственно из диаграммы, как происходит перемешивание северо-атлантической глубинной воды и подстилающей ее антарктической придонной воды, распространяющейся к северу.

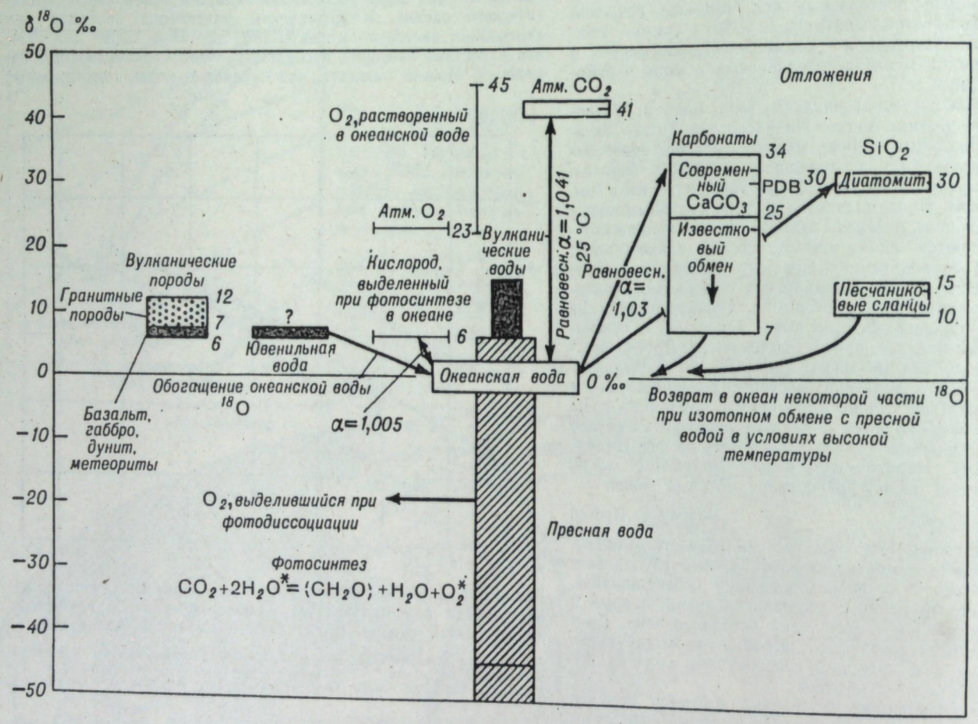


Рис. 13. Геохимический цикл кислородных изотопов. Изотопный сдвиг по отношению к средней стандартной океанской воде (ССОВ) с приблизительным содержанием изотопов: $^{16}O = 1$, $^{17}O = 1/2500$ и $^{18}O = 1/500$ выражен в промилле.

Показатели однократного разделения изотопов кислорода (α) в воде и в других веществах указаны соединительными стрелками.

Точка, соответствующая североатлантической глубинной воде, приходится прямо на линию, связывающую соленость и значения δ для поверхностных вод Северной Атлантики (точка на диаграмме не показана). Таким образом, конвективное происхождение этой воды в результате опускания охлажденной поверхностной воды (открытое Нансеном) непосредственно подтверждается изотопными данными. Однако точки, соответствующие глубинным и придонным водам Тихого и Индийского океанов, нигде не попадают на линии, связывающие на δ, *S*-диаграмме поверхностные воды. Для тихоокеанских вод это иллюстрируется рис. 12. Таким образом, глубинные воды Тихого и Индийского океанов не могут образовываться исключительно при конвективном перемешивании поверхностных вод: они должны возникать при участии других глубинных вод. Это согласуется с классической океанографической теорией.

Далее, данные рис. 12 указывают на то, что глубинные воды Тихого и Индийского океанов не лежат на линии, соединяющей североатлантическую глубинную и антарктическую придонную воды — единственные главные источники, которые могут снабжать глубинной водой Тихий и Индийский океаны. Глубинные воды Тихого и Индийского океанов представляют собой смесь северо-атлантической глубинной воды и антарктической придонной воды в отношении почти 50 : 50, но здесь в небольших количествах должна быть так называемая «третья составляющая», которая почти наверняка представляет собой промежуточную воду. Пока еще невозможно решить, является ли эта третья составляющая промежуточной водой, добавляющейся в Атлантике, где происходит основное перемешивание двух главных источников, или это собственные промежуточные воды Тихого и Индийского океанов; первое объяснение кажется более вероятным и подтверждается некоторыми измерениями, но вопрос еще подлежит подробному изучению. Во всяком случае похоже, что основные процессы глубоководного перемешивания уже выяснены.

Изменения в составе изотопов. В эпоху плейстоцена состав изотопов в океане был близок к современному; его колебания были связаны с эволюцией континентальных ледниковых щитов с пониженным содержанием D и ^{18}O. Эти колебания оцениваются примерно в 1 % для ^{18}O и 7 % для D. В геологические отрезки времени порядка сотен и миллионов лет колебания могли быть еще больше. Известно, что атомы H и D могут покидать гравитационное поле Земли, и считается, что атомы H уходят с большей скоростью, чем атомы D. Эти атомы образуются при фотодиссоциации водяного пара в атмосфере, и поэтому кажется вероятным, что вследствие преимущественной утечки атомов H соотношение D/H в океане может возрастать. Водород, обнаруженный в вулканических породах, обычно содержит в среднем 80 % того количества D, которое находится в океанской воде. Таким образом, подтверждается гипотеза о том, что это, возможно, ювенильный водород, с тем же изотопным составом, то и в древнем океане.

Геохимический цикл ^{18}O гораздо сложнее из-за разнообразия реакций окисления-восстановления. Схема цикла изотопа кислорода изображена на рис. 13. Согласно современным представлениям о процессах разделения кислородных изотопов, океанская вода при δ = 0 ‰ будет поддерживать равновесный изотопный обмен с вулканическими породами при температуре примерно 250 °C; при температуре, характерной для океана, она весьма далека от равновесия. Следовательно, современная океанская вода, наблюдаемая сегодня, не является собственно ювенильной водой, выделившейся из недр Земли при высокой температуре,— такая вода имела бы по шкале ССОВ δ ≈ 9 ‰. Однако возможно, что непрерывное поступление ювенильной воды в океан все же имеет место, так что изменения в океане ведут (или уже привели) к стационарному процессу, при котором кислород, извлекаемый из океана, имеет тот же состав, что и в поступающей ювенильной воде.

Углекислый кальций и соединения кремния извлекают из океана около 30 ‰ кислорода, но часть этого ^{18}O, завершив цикл, возвращается обратно путем изотопного обмена с пресной водой на континентах. Среднее количество кислорода, извлекаемое таким путем, равно примерно 20 ‰. Трудно представить, каким образом другие процессы могут участвовать в возврате ^{18}O. Кажется вероятным, что содержание ^{18}O в океане уменьшается, особенно со времени мелового периода, когда в глубинных водах началось отложение больших количеств известняка. Для исследования этого вопроса в последнее время определяется процентное содержание кислородного изотопа в ископаемых карбонатах, фосфатах и сульфатах. Задача о происхождении и развитии самого океана может быть решена только при накоплении данных о современных изменениях и вековых вариациях изотопного состава океана. См. *Морские осадки.*

Хэрмон Крейг

Лит.: J. L. Cairns, Asymmetry of internal tidal waves in shallow coastal water, *J. Geophys. Res.*, 72: 3563—3565, 1967; J. D. Cochrane, The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.*, 5: 111—127, 1958; H. Craig, Abyssal carbon and radiocarbon in the Pacific, *J. Geophys. Res.*, 74: 5491—5506, 1969; H. Craig, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, *Science*, 154: 1544, 1966; H. Craig, and L. I. Gordon, Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere, in E. Tongiorgi (ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, 1965; H. Craig and B. Hom, Deuterium-oxygen 18-chlorinity relationships in the formation of sea ice (abstract), *Trans. Amer. Geophys. Union*, 49: 216, 1968; C. Eckart, An analysis of the stirring and mixing processes in incompressible fluids, *J. Mar. Res.*, 7: 265, 1948; S. Epstein and T. Mayeda, Variation of O^{18} content of waters from natural sources, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213, 1953; I. Friedman et al., Variation of deuterium content of natural waters in the hydrological cycle, *Rev. Geophys.*, 2: 177, 1964; Y. Horibe and N. Ogura, Deuterium content as a parameter of water mass in the ocean, *J. Geophys. Res.*, 73: 1239, 1968; E. C. LaFond, in *Encyclopedia of Oceanography*, 1966; E. C. LaFond and K. G. LaFond, Internal thermal structure in the ocean, *J. Hydronautics*, 1: 48—53, 1967; E. C. LaFond and K. G. LaFond, in *The New Thrust Seaward*; Transactions of the 3d Annual Marine Technology Society Conference, 1967; R. B. Montgomery, Water characteristics of Atlantic Ocean and of world ocean, *Deep-Sea Res.*, 5: 134—148, 1958; D. Rochford, Total phosphorus as a means of identifying East Australian water masses, *Deep-Sea Res.*, 5: 89—110, 1958.

МЕТОДЫ ОТБОРА ПРОБ И ИЗМЕРЕНИЙ

Наблюдения в океане обычно должны производиться *in situ*. При этом информация либо передается наблюдателю, либо записывается на месте. Поэтому океанолог сталкивается с особыми техническими проблемами, и для получения большей части информации о морской воде он должен пользоваться особой аппаратурой. Здесь описаны некоторые наиболее широко распространенные методы и средства наблюдений за физическими свойствами морской воды. О методах сбора живых морских организмов, исследования океанского дна и измерения подповерхностных течений см. *Морские осадки, Океанские течения.*

Приборы для измерения температуры. Температура в верхнем слое океана до глубины 275 м обычно измеряется батитермографом, неэлектрическим прибором, который при опускании и подъеме производит непрерывную запись температуры и глубины. Прибор можно использовать непрерывно, поэтому он обеспечивает возможность быстро получать подробную картину распределения температуры в верхнем слое.

Глубоководные опрокидывающиеся термометры. Самым надежным и широко используемым прибором для измерения температуры является глубоководный опрокидывающийся термометр. Этот ртутный термометр регистрирует температуру в момент, когда он находится в перевернутом положении. Точность его, после введения необходимых поправок, равна 0,01 °C. Эти термометры обычно помещаются в стеклянную оболочку, которая защищает их от гидростатического давления, поэтому они измеряют истинную температуру воды. Существуют такие же термометры, ртутный резервуар которых не защищен от гидростатического давления. Сжатие резервуара у этих незащищенных термометров завышает показания температуры примерно на 1 °C на каждые 100 м. При одновременном использовании защищенного и незащищенного термометров можно измерять как температуру, так и глубину (термометрическая глубина). Такие термометры обычно прикрепляют к опрокидывающемуся батометру, который в перевернутом состоянии забирает пробу воды.

Электрические термометры. Начиная с 1959 г. быстро растет число различных электротермографов, основной частью которых является шарик термистора, заключенный в стеклянную оболочку. В типичном термисторе изменение сопротивления равно 4 %, или около 100 Ом·°C^{-1}, а термическая постоянная времени — нескольким десятым секунды. Обычно электротермографы регистрируют зависимость температуры от времени. Они часто используются для изучения микроструктуры, так как их точность составляет 0,01—0,001 °C. Если измерительная часть предназначена для опускания с борта судна, самописец регистрирует зависимость температуры от глубины.

В 1958 г. была разработана система, в которой термометры сопротивления, соединенные со специальным кабелем, можно буксировать за судном на расстоянии 150 м со скоростью 5 м·с$^{-1}$. Термометры прикрепляются к кабелю с интервалом 7,5 м. Самописец факсимильного типа рисует непрерывные изотермы на графике глубина—расстояние. Глубина каждой изотермы со значениями целых градусов или десятых градуса отмечается каждые 2 с.

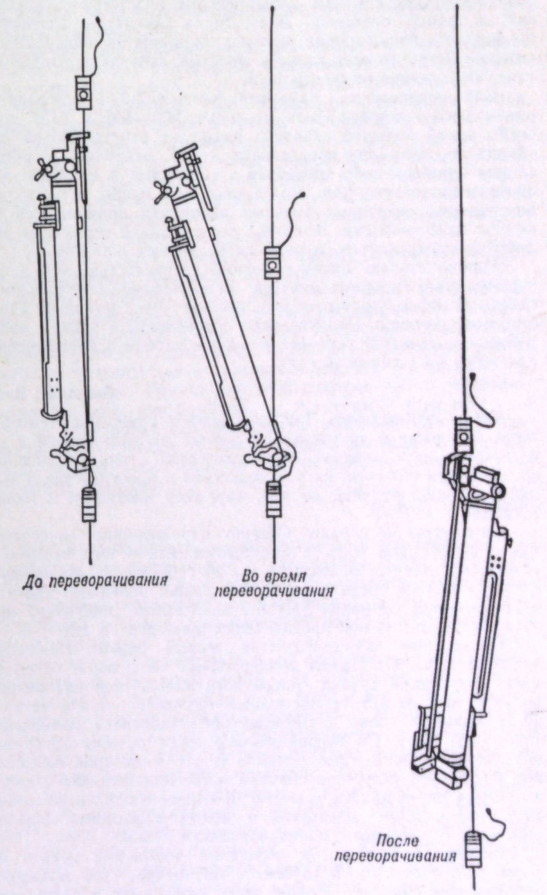


Рис. 14. Батометр Нансена в трех положениях (*Из Instruction Manual for Oceanographic Observations, H. O. Publ. no. 607, 2d ed., U. S. Navy Hydrographic Office, 1955*)

Были сконструированы радиационные термометры, которые устанавливаются на самолетах для измерений при низкой высоте полета температуры поверхности моря с точностью около 0,1 °C. Радиометрические буи позволяют выполнять наблюдения за температурой воды и воздуха на автономных буях и передавать результаты на сушу. См. *Океанографические платформы.*

Заборники проб воды. Для ряда химических анализов и анализов содержания газа необходимо иметь пробы морской воды объемом 100—1000 мл. Обычно это делают с помощью нескольких батометров, прикрепленных к гидрографическому кабелю толщиной 3,2 мм. Через опускаемые в вертикальном положении батометры должна свободно проходить вода. Затем по кабелю посылается вниз посыльный грузик. Когда он ударяется об опрокидывающее устройство, батометр переворачи-

вается и крышка закрывается (рис. 14). В тот же момент высвобождается следующий посыльный грузик, предназначенный для переворачивания следующего батометра, и т. д. Обычно к каждому батометру прикрепляются два глубоководных опрокидывающихся термометра. При использовании термометра и батометра результаты наиболее точны, но этот метод требует большой затраты времени. Для получения синоптической картины температуры и солености, или плотности, необходимо выполнить множество наблюдений по густой сети точек за относительно короткий промежуток времени.

Для того чтобы избежать загрязнений от металлической оболочки, были сделаны заборники из пластиковых трубок, как, например, заборник Ван Дорна. Большие резиновые пробки на обоих концах плотно закрываются полосами из резины. Легко можно сделать простые заборники открытого типа, вмещающие от 0,1 до 10 л.

Для определения, например, концентрации углерода-14 объем пробы должен быть не менее 200—400 л. Для того чтобы такой большой заборник омывался изнутри водой, необходимо чтобы он представлял собой открытый с обоих концов цилиндр, либо контейнер с клапанами и насосами для обеспечения вентиляции. После того как пробы подняты на поверхность, некоторые большие заборники поднимаются на палубу наполненными. В других конструкциях подъем на палубу не предусмотрен, и воду перекачивают шлангом.

Можно сказать почти с полной уверенностью, что в будущем станут использоваться непрерывные электротермографы, которые будут измерять температуру с помощью единственного датчика. Это увеличит потребность в едином водозаборнике, который укреплен на конце кабеля и предназначен для забора многих проб воды.

Аллин К. Вайн

Серии наблюдений. Так называются измерения температуры, солености и других характеристик на ряде глубин в некотором пункте океана (гидрологическая станция), дающие возможность получить их распределение в пространстве и времени (и ряда функций от них, например плотности и геопотенциала).

Батометры в сериях. Обычно одновременно опускается много заборников воды с прикрепленными к ним термометрами. За один раз опускается до 26 заборников. Их количество зависит от числа уровней измерений, прочности троса и от возможных размеров ущерба, наносимого аппаратуре при судовой качке или при протягивании приборов по дну.

После того как прикреплен первый (самый глубокий) батометр, трос выпускают и закрепляют следующий батометр и его посыльный грузик. После погружения всех батометров прежде, чем отпустить посыльный грузик по тросу, необходимо выждать, пока в термометре установится равновесие (около 10 мин). По вертикальному тросу посыльный грузик опускается со скоростью около 3 м·с$^{-1}$. Если трос наклонен под большим углом (при сильном ветре или больших сдвигах в течении наблюдались углы 60° и более), посыльный грузик может опускаться медленнее, а может и застрять. Иногда угол можно уменьшить маневрированием судна.

Выждав время, когда последний посыльный грузик на тросе достигнет самого глубокого батометра, трос выбирают и батометры снимают. Пробы воды переливают в лабораторную посуду, а с термометров снимают показания.

Термометрические глубины. Если защищенный и незащищенный термометры перевернуты на одной и той же глубине, то незащищенный термометр покажет более высокую температуру из-за давления на его резервуар. Разность между показаниями зависит от давления на уровне переворачивания; а так как давление пропорционально глубине, то таким образом можно рассчитать «термометрическую глубину». С помощью одновременных данных защищенного и незащищенного термометров на нескольких уровнях можно вычислить глубину других заборников. Незащищенные термометры обычно используют на глубинах более 200 м, так как глубину погружения верхних батометров можно рассчитать по углу троса и его длине. Точность расчетов глубины оценивается как ±5 м в верхних 1000 м и примерно 0,5 % длины троса ниже этого уровня.

Стандартные горизонты. В 1936 г. Международная ассоциация физической океанографии предложила определенные стандартные уровни, на которых следует производить наблюдения или проводить интерполяцию при составлении сводок: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200, (250), 300, 400, 500, 600, (700), 800, 1000, 1200, 1500, 2500 и 3000 м, далее через 1000 м (глубины, стоящие в скобках не обязательны). Эти значения рекомендованы для удобства сравнения стандартных наблюдений, а не потому, что они существенны при измерениях по всему океану. Там, где необходимо определить точное положение максимума или минимума различных величин, стандартных горизонтов может оказаться недостаточно и следует взять пробы с других уровней.

Джозеф Л. Рейд

Анализ проб воды. Развитие аналитических методов определения растворенных и взвешенных веществ в морской воде определяется прогрессом в аналитической химии. При выборе аналитических методов учитывается их надежность, точность, скорость и стоимость. Выбор метода анализа морской воды ограничивается еще и тем, что некоторые анализы необходимо выполнить на борту судна сразу же после получения проб, а некоторые могут быть проведены только в стационарной лаборатории на суше, для чего необходимо сохранение проб. Например, анализы биологически активных веществ, особенно тех, что присутствуют в ничтожных количествах, выполняются на борту судна, тогда как анализы, для которых требуется величайшая точность и правильность, часто те анализы, где необходимо аналитическое взвешивание, делаются в наземных лабораториях.

Методы измерений in situ. В 60-е годы значительные усилия были затрачены на разработку методов измерений *in situ*. Все новые методы базируются на генерации электрического сигнала, в котором либо напряжение, либо частота пропорциональны концентрации составляющей или интенсивности измеряемого свойства. Все такие методы обеспечивают непрерывную запись, где измеряемое свойство является функцией или времени, или глубины.

С успехом были применены три типа приборов *in situ*. Первые два используют приемник, опущенный на кабеле под судном. В одном варианте (более старом) электрический кабель идет от приемника на судно и запись осуществляется на борту, во втором — приемник и самописец находятся на конце троса. Если самописец находится на борту, то есть возможность постоянно контролировать сигнал и менять уровень поднятия и погружения для повторной записи или более детального прослеживания характерной особенности. Однако для записи на борту судна хотя бы один электропровод должен быть изолирован от морской воды, что вызывает большие сложности в технической эксплуатации. Размещение самописца на конце кабеля вместе с приемником устраняет необходимость в изолированном кабеле большой длины, но допускает возможность повреждения всего прибора, если контейнер, защищающий от давления, даст протечку и морская вода зальет прибор. Третий, самый новый тип прибора представляет собой свободно падающее устройство, где все части собраны в одном полностью автономном контейнере. Это устройство, имеющее само по себе положительную плавучесть, снабжается отделяющимися грузиками, которые отделяются либо при достижении дна, либо на заданной глубине. Всплывший на поверхность контейнер может быть обнаружен с помощью радарного отражателя, проблескового огня и радиобакенов. Главное преимущество свободно падающих устройств, кроме избавления от лебедки с длинным кабелем, состоит в том, что они дают возможность быстро обследовать район. Можно расположить множество установок в заданном порядке, а позднее собрать их, избежав потери времени «на станции», связанные с прежними гидрографическими методами, использующими тросы и батометры.

Сейчас можно приобрести приборы *in situ*, приемники которых предназначены для измерения электропроводности, температуры и давления (глубины). Многие так называемые одноионные электроды, сконструированные и поступившие в продажу, в принципе могут использоваться в установках *in situ*. Сюда же относятся электроды для измерения растворенного кислорода, галоидных и фтористых соединений, кальция, магния и сульфатов.

Из табл. 5 видно, что растворенные в морской воде вещества подразделяются на две основные группы: главные компоненты (натрий, калий, кальций, магний, хлориды, сульфаты, бромиды и все карбонаты, бикарбонаты и угольная кислота) и малые компоненты (все остальные элементы таблицы). Главные компоненты обладают характерным свойством: в открытом океане их соотношение почти постоянно. По этой причине в настоящее время анализ этих веществ производится редко, кроме тех случаев, когда требуется установить малые изменения концентрации, которые могут произойти в результате биохимических и геохимических процессов. При выполнении анализа этих веществ (за исключением составляющих системы CO_2) пробы доставляются в стационарную лабораторию. Контейнеры для сбора таких проб должны быть выбраны тщательно, потому что при взаимодействии морской воды с обычным стеклом может измениться концентрация некоторых составляющих.

Наиболее полным известным исследованием концентрации главных составляющих морской воды все еще остается исследование Диттмаром 77 проб, взятых во время кругосветного плавания «Челленджера» в 1873—1876 гг. Анализы были выполнены методами гравиметрии и весового титрования, которые теперь считаются классическими. Хлориды исследовались методом Волхарда; кальций — осаждением соли щавелевой кислоты с последующим прокаливанием и взвешиванием окисла; магний — осаждением магний аммоний фосфата с последующим прокаливанием и взвешиванием пирофосфата; сульфат — осаждением и взвешиванием сернокислого бария; калий — осаждением хлороплатината калия с последующим взвешиванием платины после восстановления водородом; натрий — не прямым методом: как разность между измеренной суммой всех катионов-сульфатов и вычисленной суммой магния, кальция и калия, находящихся в форме сульфатов. Более современные методы внесли в результаты Диттмара лишь небольшие уточнения средних значений концентраций главных компонентов.

Активационный анализ. Некоторые современные аналитические методы идеально подходят для анализа многих малых компонентов морской воды. Активационный анализ заключается в генерации радиоактивных изотопов элементов, находящихся в пробе, путем контролируемого облучения пробы пучком нейтронов, после чего измеряются характеристики распада, такие, как период полураспада и скорость распада искусственно вызванной радиоактивности. Этот метод использовался для определения концентрации примерно 18 элементов, содержащихся в ничтожных количествах, и малых компонентов как морской, так и пресной воды.

В работах по активационному анализу применялись два метода подготовки проб. В одном случае осуществлялся метод осаждения, или присадки, цель которого повысить концентрацию малых элементов путем выведения в осадок присутствующих в естественных условиях главных компонентов. Например, можно определить следы железа, если вывести в осадок гидроокись магния. Метод осаждения дает возможность концентрировать малые элементы из больших объемов воды, а в некоторых случаях позволяет выборочное извлечение одного или более элементов.

При втором способе проба высушивается вымораживанием и образовавшиеся твердые элементы облучаются. Преимущество этого метода в том, что мала вероятность загрязнения пробы: однако из-за значительной возбужденной радиоактивности натрия и галоидов требуется многодневное «остывание», для того чтобы замерла короткоживущая радиоактивность главных элементов, прежде чем начнется химический анализ, следующий за облучением. Другим явным преимуществом метода нейтронной активации всей пробы является то, что в одной пробе и с помощью одного облучения можно определить несколько элементов.

Газовая хроматография. Методы газовой хроматографии применяются при анализе растворенных атмосферных газов и растворенных органических веществ. Так же как и многие другие аналитические методы исследования морской воды, газовая хроматография требует особого внимания к подготовке проб. Дело не только в том, что вода искажает измерения, вдобавок концентрация ряда газообразных органических составляющих так мала, что она значительно ниже уровня чувствительности хроматографических приборов. В этом случае подготовка проб всегда требует не только отделения воды от испытуемого вещества, но и стадии обогащения.

Применение методов газовой хроматографии при анализе растворенных кислорода, азота и аргона обеспечивает быстрые и удобные средства определения индикаторов биологических и химических процессов. Этому способствует тот факт, что все три газа входят в состав атмосферы, а океанскую поверхность в большинстве случаев можно считать находящейся в равновесии с атмосферой. Концентрация в морской воде аргона, который не участвует ни в каких природных биологических и химических процессах, указывает на физические условия, имевшие место на поверхности океана, когда там в последний раз находилась проба воды. Следовательно, концентрация аргона в пробах позволяет определить, каковы были бы концентрации кислорода и азота в тех же пробах, если бы не произошло изменений биологического характера. С другой стороны, кислород в подповерхностных водах (в верхних 75—100 м) быстро реагирует: на фотосинтез — ростом концентрации, а на дыхание растений и животных и разложение бактерий (на всех глубинах) — ее уменьшением. Концентрация азота может либо возрастать, либо уменьшаться в зависимости от процессов нитрификации и денитрификации, которые идут гораздо медленнее, чем процессы с участием кислорода.

Для газохроматографического анализа кислорода, азота и аргона достаточно одной 5-мм пробы. Три испытуемых газа извлекаются из морской воды в приставку к хроматографу, действующую как газоочиститель, где несущий газ, обычно гелий, продувается через пробу и выносит из раствора другие газы. Специальный батометр, который можно закрепить на тросе между обычными батометрами и соединить непосредственно с газохроматографом, уменьшает погрешности при взятии проб и исключает возможность загрязнения при контакте с атмосферой.

Работы, где применялся метод газовой хроматографии, выявили некоторые уникальные особенности, касающиеся распределения окиси азота между атмосферой и океаном.

Масс-спектрометрия. При анализах содержания гелия, неона, криптона, ксенона и аргона в морской воде была использована высокая чувствительность масс-спектрометра. Для этих анализов достаточно единственной 5,5-мм пробы. Здесь применялся уникальный способ забора проб: отрезок тонкостенной металлической трубки зажимается с обоих концов в месте отбора пробы. Объем взятой пробы определяется расстоянием между двумя зажимами.

Проба поступает в вакуумную камеру масс-спектрометра при прокалывании тонкостенной трубки.

Анодная отгонка. Метод анодной отгонки, который является модификацией прежнего полярографического метода, позволяет измерить, в какой степени некоторые биохимически активные элементы (например, цинк, медь, кобальт, свинец и железо) связаны как с органическими, так и с неорганическими лигандами. Методы анодной отгонки имеют полезную чувствительность, доходящую у некоторых элементов до 10^{-12} М. Они позволили установить, что комплексные образования представляют собой обычное явление и, следовательно, играют существенную роль в биохимических и геохимических процессах.

Дейтон Е. Каррит

Цвет и прозрачность воды. Физические соотношения, определяющие распространение и поглощение света, цвет воды и ее прозрачность, в физической и биологической океанографии являются вопросами первостепенной важности. Ниже описываются приборы для измерения цвета (пропускания) и прозрачности воды.

Цвет воды. Видимый цвет воды представляет собой феномен, имеющий как объективный, так и субъективный аспект. С объективной точки зрения цвет воды — это в первую очередь результат избирательного рассеяния и поглощения видимого света самой водой или растворенными и взвешенными в ней веществами. Цвет, созданный этими основными факторами, может быть, однако, коренным образом изменен из-за цвета дна, если оно просвечивает, поверхностных пленок, цвета неба или отраженных изображений других предметов, спектральных свойств источника света и оптического состояния водной поверхности, так же как и из-за субъективных феноменов, таких, как цветовая адаптация наблюдателя.

С физической точки зрения цвет воды — это цвет только гидрозоля, и его можно наблюдать в облачный день в глубокой воде в плавательную маску.

Пропускание. Пропускание тесно связано с цветом воды. При измерениях пропускания в воде на пути длиной R следует учитывать направление распространения света, так же как и его спектральный состав. Для монохроматического света общее выражение для пропускания имеет следующий вид: $T = e^{-CR}$. Коэффициент ослабления C меняется при изменении характера распространения света. Он максимален для параллельного пучка и минимален для полностью рассеянного света. Современная теория пользуется коэффициентами ослабления как для прямого, так и для рассеянного света. Поэтому их измерения нужно проводить независимо. Коэффициент α, равный C для параллельного пучка света, обычно измеряется прибором, имеющим коллимированный источник света (рис. 15). Коэффициент K, равный C для рассеянного света, обычно измеряется при естественном освещении с помощью чувствительного фотоэлемента и рассеивающей пластинки (рис. 16), имеющей косинусную принимающую характеристику. На двух глубинах d_1 и d_2 регистрируется нисходящее излучение H_1 и H_2, после чего экспериментальное значение K находят из уравнения

$$H_1/H_2 = e^{K(d_2 - d_1)}. \qquad (8)$$

Имеются данные о географических и временны́х вариациях α и K и некоторые данные по α для монохроматического света. Монохроматические данные для K (1958 г.) представлены в табл. 9.

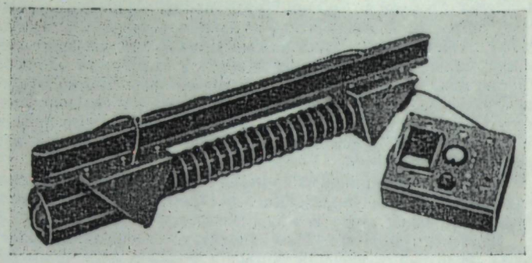


Рис. 15. Гидрофотометр для измерения коэффициента α. *(Visibility Laboratory, Scripps Institution of Oceanography)*

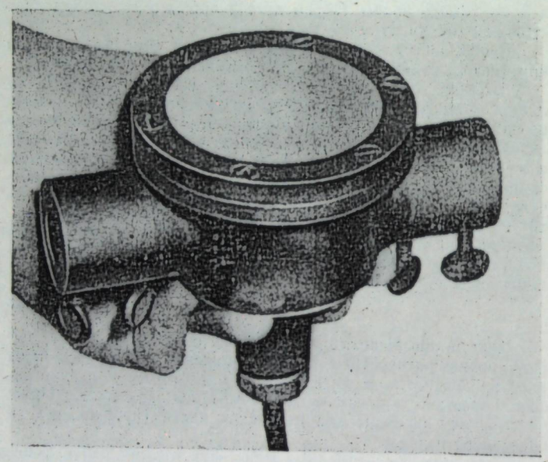


Рис. 16. Приемник излучения для получения экспериментальных значений диффузного коэффициента ослабления K. *(Visibility Laboratory, Scripps Institution of Oceanography)*

Прозрачность. Измерения прозрачности воды, или ее чистоты, часто производятся с помощью белого диска-прозрачномера, который погружают в воду в горизонтальном положении до тех пор, пока он не исчезнет из виду. Максимальная глубина, на которой он может наблюдаться визуально, называется показанием белого диска-прозрачномера. Его значение сложным образом связано с оптическими свойствами воды.

Таблица 9. Спектральный ход диффузного коэффициента ослабления K на 1 м[1]

Длина волны, нм	Глубина, м		Длина волны, нм	Глубина, м	
	28—56	56—159		28—56	56—159
400	0,121	0,0902	520	0,0995	0,0545
420	0,139	0,0902	540	0,107	0,0806
440	0,133	0,0820	560	0,105	0,0852
460	0,118	0,0749	580	0,110	0,0908
480	0,115	0,0611	600	0,107	0,0933
500	0,106	0,0527			

[1] Вычисления выполнены по данным измерений относительной нисходящей радиации, полученным д-ром Хаббардом (Вудсхолский океанографический институт) с помощью погруженного монохроматора, ширина спектра которого приблизительно равна 10 нм. Измерения проводились на 39°38′ с. ш., 68°42′ з. д.

Показания белого диска зависят от размеров и отражательных свойств диска, состояния водной поверхности, состояния неба, уровня световой адаптации наблюдателя и от техники наблюдений, равно как и от многих других менее важных факторов.

Если известны вышеперечисленные факторы, то можно показать, что видимый контраст диска определяется уравнением

$$C_R = C_0 e^{-(\alpha + K)d}, \qquad (9)$$

где C_0 — контраст, присущий погруженному диску. C_0 зависит от показателя отражения r погруженного диска и показателя отражения окружающей воды $r_в$ следующим образом: $C_0 = (r - r_в)/r_в$. Определения α и K были даны в предыдущих разделах, d — глубина погружения диска.

Если проводить наблюдения с предельной осторожностью и тщательностью и не упустить в окончательных вычислениях эффект индивидуальности свойств человеческого зрения, то из показаний белого диска можно получить результат $\alpha = K$. Очевидно, что измерения белым диском с палубы судна могут применяться только для описания поверхностного слоя.

Джон Е. Тайлер

Лит.: H. Barnes, Oceanography and Marine Biology: *Annual Review*, vol. 14, 1976; D. E. Carritt, Analytical chemistry in oceanography, *J. Chem. Educ.*, 35: 119—122, 1958; J. B. Hersey, Electronics in oceanography, *Advan. Electron. Phys.*, 9: 239—295, 1957; E. O. Hulburt, Optics of distilled and natural water, *J. Opt. Soc. Amer.*, 35(11): 698—705, 1945; В. М. Каменкович. Основы динамики океана. Л., 1973; J. J. Myers, C. H. Holm, and R. F. McAllister (eds.), *Handbook of Ocean and Underwater Engineering*, 1969; H. Sverdrup et al., *Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*, 1942.

Доп. лит.: Алекин О. А. Химия океана.— Л., 1966; Шулейкин В. В. Физика моря.— М., 1968.

Морская геология

Наука, изучающая часть Земли, расположенную под океанами. Морские воды покрывают более 70 % поверхности Земли, или 361 млн. км²; примерно 300 млн. км² приходится на глубоководное дно, остальные 60 млн. км² — на погруженные окраины континентов. На рис. 1 показано распределение высот поверхности Земли относительно уровня моря.

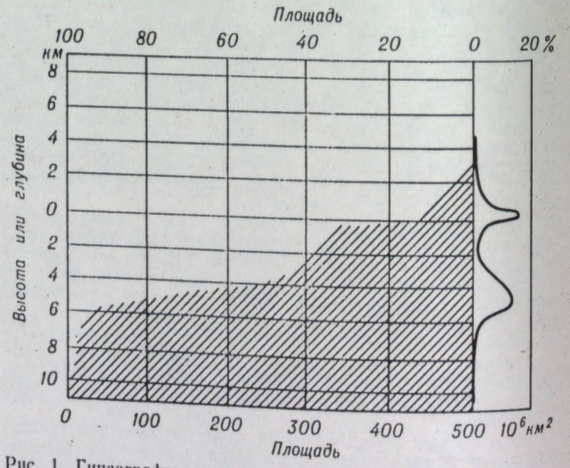


Рис. 1. Гипсографическая кривая, показывающая, какая площадь твердой земной поверхности расположена выше любого уровня высоты или глубины.

Кривая справа показывает распределение (%) высот и глубин относительно уровня моря по 2-км интервалам.

Промеры глубин. Промер — это измерение глубины океана с судна. Первые промеры выполнялись с помощью пенькового троса с подвешенным к нему свинцовым грузом. Примерно в 1875 г. вместо пенькового троса стали применять рояльные струны. С середины 20-х гг. нашего столетия практически все глубоководные промеры выполняются посредством эхозондирования. Эхозондирующий прибор посылает акустический импульс (10—20 Гц) и затем определяет интервал времени между моментом посылки и появлением возвратного эха. Первые эхолоты требовали ручного управления, но примерно с 1935 г. стали использоваться в основном эхолоты с автоматической регистрацией, которые вычерчивают график глубины относительно времени или расстояния, пройденного судном. С 1953 г. получили распространение прецизионные эхолоты с высокой разрешающей способностью. См. *Эхолот.*

Поправки к глубине. В результаты промера с помощью проволоки и пенькового троса необходимо вводить поправки на угол наклона, растягивание линя и неточность показаний используемых блок-счетчиков. В показания эхолота нужно вводить поправку на скорость звука, поскольку средняя скорость по вертикали непостоянна, и на уклон дна, так как точка, от которой возвращается первое эхо, не всегда находится прямо под судном. Кроме того, большинство эхолотов требует введения поправок, связанных с погрешностями синхронизации и несовершенством механических узлов. Местоположение промерных галсов обычно находится на основании стандартных астрономических определений и счисления пути. Обычно это сопряжено с ошибками порядка нескольких миль. См. *Подводный звук.*

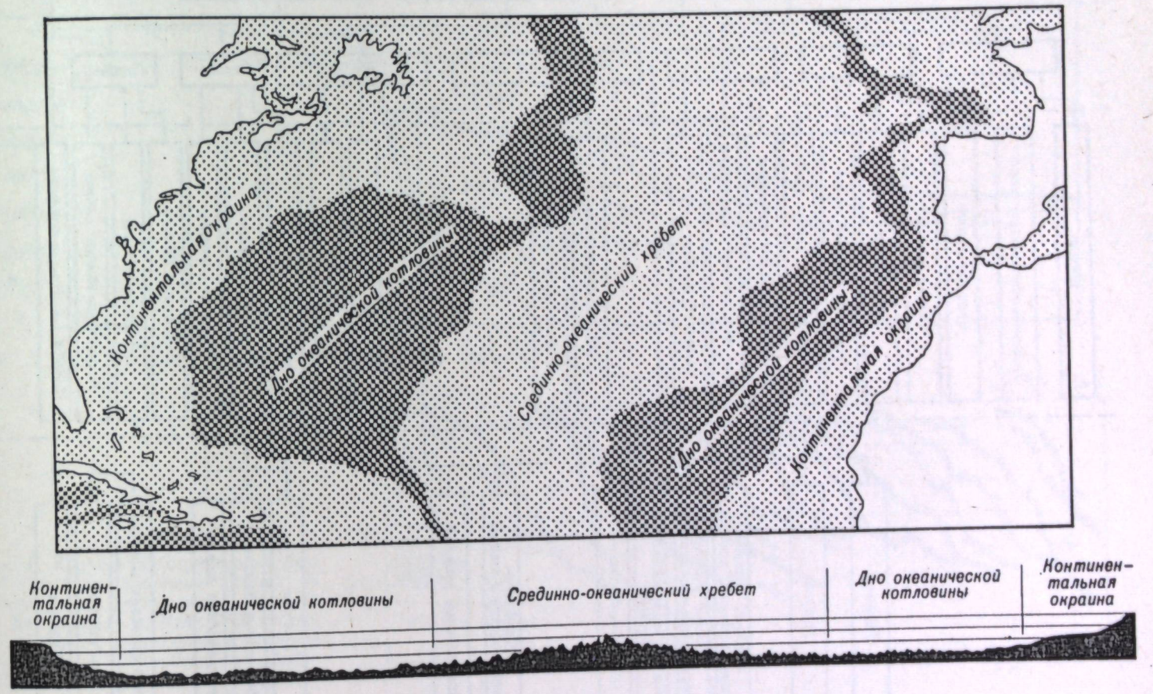


Рис. 2. Основные морфологические отделы Северной Атлантики.

Профиль дна от побережья Новой Англии до Сахары.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

В рельефе поверхности Земли различимы две ступени (см. рис. 1). Одна, в пределах нескольких сотен метров над уровнем моря, представляет собой нормальную поверхность континентальных блоков. Другая, между 4000 и 5000 м ниже уровня моря, занимает свыше 50 % поверхности Земли и представляет собой дно океанической котловины. Элементы подводного рельефа можно разделить на три крупных морфологических отдела: континентальные окраины, дно океанических котловин и срединно-океанические хребты. На рис. 2 они показаны на типичном трансокеаническом разрезе через Северную Атлантику. Каждый из этих крупных отделов можно подразделить далее на провинции и суперпровинции, а их в свою очередь — на отдельные физико-географические провинции (рис. 3).

Континентальные окраины. Континентальные окраины включают провинции на участке перехода континента в океаническое дно. Континентальные окраины в Атлантическом и Индийском океанах обычно включают шельф, континентальный склон и континентальное подножие (рис. 4).

Средние уклоны на шельфе составляют 1 : 1000, тогда как на континентальном склоне — от 1 : 40 до 1 : 6, а на отдельных участках склона дно становится почти отвесным. Континентальное подножие расположено в основании континентального склона. Средние уклоны на участке континентального подножия составляют 1 : 300, но иногда уменьшаются до 1 : 700 или возрастают до 1 : 50. Континентальные склоны пересечены многочисленными подводными каньонами. Некоторые из крупных каньонов, такие, как каньон р. Гудзон, распространяются до континентального подножия (см. рис. 4). От мористого края больших каньонов вытягиваются подводные аллювиальные конусы выноса. См. *Подводный каньон, Шельф и материковый склон.*

Континентальную окраину можно подразделить на три категории провинций. Категория I включает шельф, краевые плато и мелководные эпиконтинентальные моря. Все они представляют собой незначительно погруженные части континентального блока. Категория II включает континентальный склон, краевые уступы и прилегающие к континенту склоны краевых желобов. Все они — элементы внешнего края континентального блока. Категория III включает континентальное подножие, комплекс хребет—котловина и комплекс хребет—желоб. Континентальный склон на северо-востоке США можно непосредственно проследить вплоть до краевого уступа (уступ Блейка) к юго-востоку от США (рис. 5) и прилегающего к континенту склону Антильского краевого желоба (Пуэрто-Рико). Континентальное подножие в направлении от Новой Англии прослеживается до Антильского внешнего хребта. Сейсмические исследования методом преломленных волн показывают, что в основании континентального склона у Новой Англии расположена впадина, заполненная рыхлыми отложениями и осадочными породами. Таким образом, основное морфологическое различие между континентальным окраинами с краевым желобом и без него заключается в том, что в последнем случае желоб заполнен отложениями.

На континентальных окраинах Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и Южного океанов и в Средиземном море континентальное подножие обычно представляет собой провинции категории III. Тихий же океан окаймлен

почти непрерывной линией краевых желобов. Высокая сейсмичность, вулканизм и молодой рельеф окраин Тихого океана свидетельствуют о сравнительно недавнем его происхождении. Напротив, отсутствие сейсмических и вулканических явлений, а также более сглаженный рельеф окраин Индийского и Атлантического океанов указывают на их более древнее происхождение. На древних устойчивых континентальных окраинах краевые желоба заполнились обломочным материалом, поступающим с суши, и образовалось континентальное подножие. Если не говорить о подводных каньонах и изредка встречающихся подводных горах, относительная высота рельефа этих континентальных окраин редко превышает 40 м.

Затопленные бенчи. Затопленные морские береговые террасы встречаются во всех районах мира. Поскольку они хорошо прослеживаются в районах с совершенно различным тектоническим развитием, геологи пришли к выводу о том, что все террасы, указанные в приведенной ниже таблице, представляют собой затопленные пляжи позднего плейстоцена.

Структурные бенчи. На континентальном склоне обнаружены структурные бенчи — форма рельефа, соответствующая выходу коренных пород на поверхность дна. Путем экстраполяции данных, полученных при разведочном бурении в береговой зоне, был определен возраст структурных бенчей в районе м. Хаттерас (рис. 6). Датировка бенчей на банке Джорджес выполнена по результатам драгирования донных отложений. Под действием оползней, придонных течений и мутьевых потоков наносы непрерывно удаляются с континентального склона, и поэтому здесь нет покрова из новых отложений, который маскировал бы выходы древних пород. См. *Мутьевые потоки.*

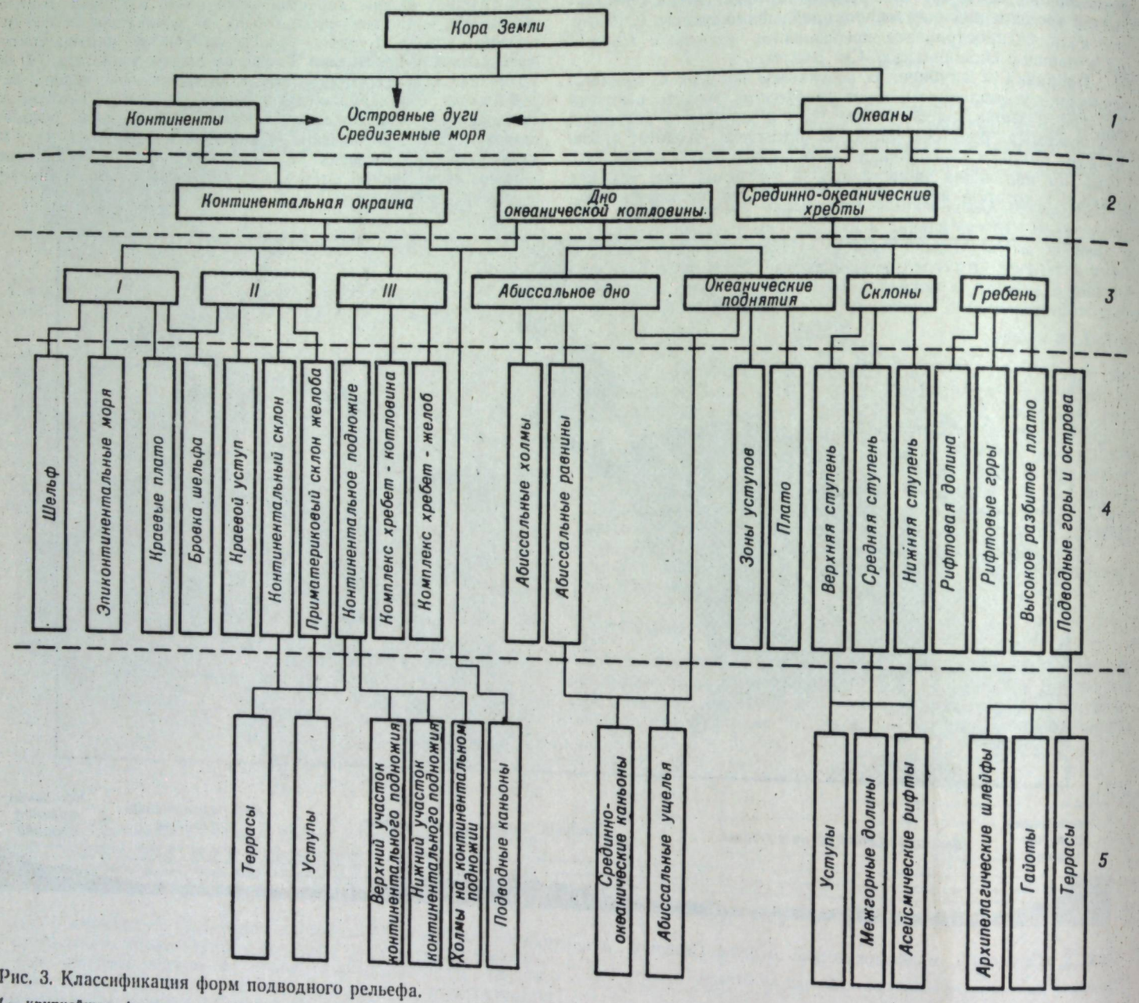


Рис. 3. Классификация форм подводного рельефа.

1 — крупнейшие формы рельефа Земли, *2* — основные формы рельефа дна океана, *3* — провинции и суперпровинции, *4* — провинции, *5* — подпровинции и другие крупные морфологические формы.

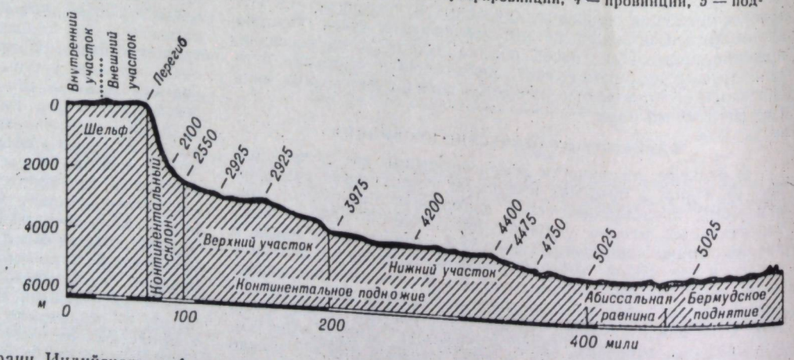


Рис. 4. Провинции континентальной окраины.

Типичный профиль дна к северо-востоку от США.

Дно океанической котловины. Эта область включает самые глубокие части океана, исключая краевые желоба и срединно-океанические хребты. Она занимает примерно 1/3 Атлантического и 3/4 Тихого океана. Дно океанической котловины можно разделить на три категории провинций: абиссальное дно, океанические поднятия и подводные горы (и группы гор).

Абиссальное дно. Абиссальное дно включает обширные глубоководные районы центральной части океана. В Атлантическом и Индийском океанах, а также в северной части Тихого океана значительная часть абиссального дна занята абиссальными равнинами. Абиссальная равнина представляет собой ровный участок глубоководного дна с уклоном не более 1 : 1000. Абиссальная равнина соединяет все континентальные подножия, которые можно отличить от нее по заметному изменению уклона дна. По мере удаления от континентального подножия абиссальные равнины постепенно переходят в абиссальные холмы, высота которых достигает 100—400 м, а ширина — 2—6 миль. В Атлантическом океане ширина провинции абиссальных холмов редко превышает 50 миль, а ширина абиссальных равнин в том же районе составляет 100—200 миль. Керны отложений, полученные на атлантической абиссальной равнине, повсеместно содержат слои песка, алеврита и серой глины, включенные в красную или серую пелагическую глину, характерную для обстановки открытого океана. Эти глубоководные пески переносятся мутьевыми потоками с континентальной окраины. Некоторые из них, по-видимому, спускаются широким фронтом, другие явно следуют вдоль подводных каньонов и веером распластываются на их подводных аллювиальных конусах выноса. См. *Морские осадки.*

Считают, что абиссальные холмы представляют собой тектонический или вулканический рельеф, аналогичный погребенному рельефу под абиссальными равнинами. Абиссальные холмы встречаются также в краевых желобах, краевых котловинах и эпиконтинентальных краевых морях. Объекты точно такой формы и такого же происхождения встречаются в некоторых озерах. Аналогичное происхождение имеют шлейфы архипелагов островов, распространяющиеся от основания океанских островов. См. *Океанские острова.*

Океанические поднятия. Океанические поднятия представляют собой участки, несколько возвышающиеся над абиссальным дном и не принадлежащие к континентальным окраинам или срединно-океаническим хребтам. Наиболее известный пример — Бермудское поднятие в Северной Атлантике (рис. 7). В отличие от срединно-океанических хребтов, на океанических поднятиях не отмечается сейсмической активности, их рельеф

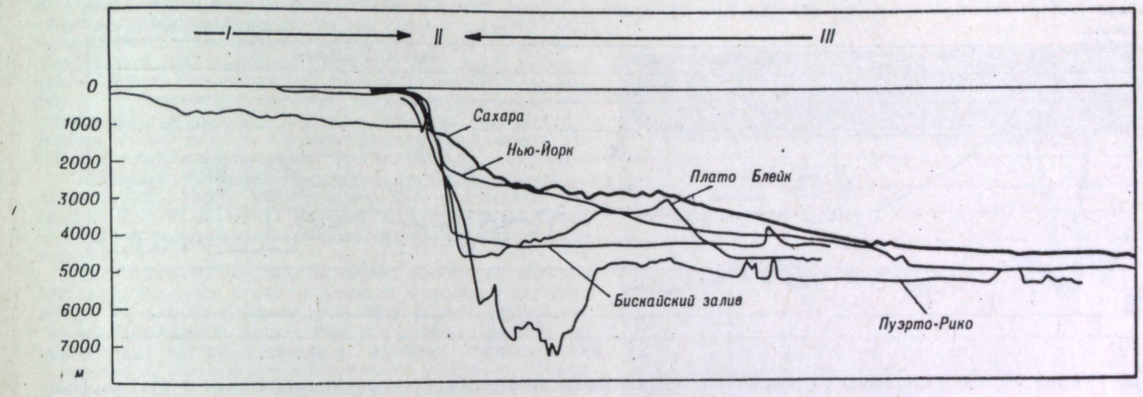


Рис. 5. Три категории провинций континентальной окраины.

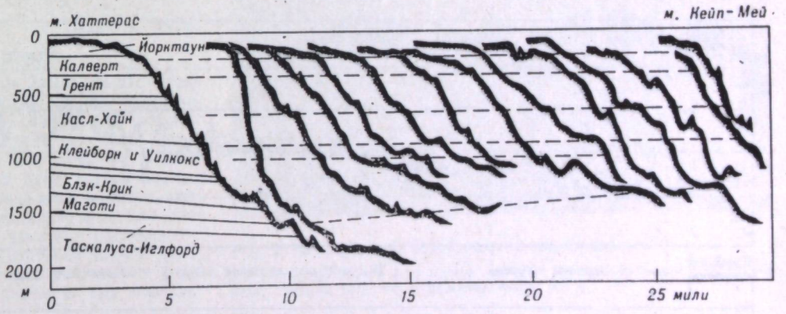


Рис. 6. Корреляция структурных бенчей (выходы коренных пород) на участке континентального склона от м. Хаттерас до м. Кейп-Мей, согласно промерам, выполненным Службой береговой и геодезической съемки США.

Глубина расположения (м) крупных террас на шельфах [1]

Зал. Плацентия, Ньюфаундленд	Норфолк, Виргиния	Чарстон, Южная Калифорния	О-ва Бимини	Сент-Винсент о-ва Зеленого Мыса	Дакар, Сенегал	Сан-Педро, Калифорния
18		22	18	14,6	18	18
				27	27	27
37	33	37	37	44	37	37
	55	55	51	51	51	51
64	64	64		59		
73				70	70	70
77		82	77	77	82	82
	92					
101	106			99	101	101
				110		
124		124	119			
146	146	146	156	146	143	146

[1] Данные в каждой графе соответствуют отдельной эхограмме.

более сглажен, а поперечное сечение асимметрично. Западные и центральные участки Бермудского поднятия имеют мягкий волнистый рельеф. Средняя глубина постепенно убывает к востоку. Восточную треть поднятия пересекает серия уступов высотой 900—1800 м, а затем дно понижается до уровня абиссальной равнины, прилегающей с востока. Эта серия обращенных на восток уступов свидетельствует о глыбовых дислокациях. Примерно в центре Бермудского поднятия расположен вулканический пьедестал Бермудских островов. Он окружен небольшим архипелагическим шлейфом. Наличие мелководных карбонатных обломочных отложений в кернах, добытых с глубины около 4200 м, указывает на то, что этот ровный шлейф образован мутьевыми потоками. В Тихом океане более чем на 3000 миль к западу от м. Мендосино (Калифорния) вытянулось асимметричное поднятие с обращенным на юг уступом, известным под названием зоны разлома Мендосино. Длина Бермудского поднятия примерно в четыре раза меньше, чем поднятия Мендосино, рельеф же их в основном сходен. Хотя поперек поднятия проходит тихоокеанский сейсмический пояс, уступ Мендосино асейсмичен. В восточной части Тихого океана обнаружены и другие асейсмические зоны разломов[1], которые, вероятно, можно классифицировать как океанические поднятия. Похожую форму имеют поднятие Рио-Гранде в Южной Атлантике и Маскаренский хребет в Индийском океане.

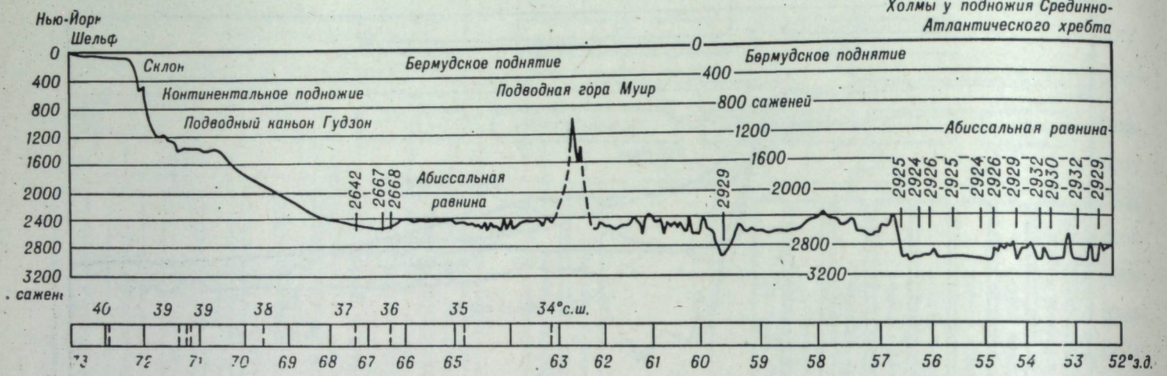


Рис. 7. Профиль дна, построенный по результатам высокоточного промера от Срединно-Атлантического хребта до Нью-Порка.



Рис. 8. Запись высокоточного эхолота с изображением свода и западного склона Срединно-Атлантического хребта.

Подводные горы и группы гор. Подводная гора — это любая погруженная вершина высотой более 900 м. Но мы будем говорить здесь только о крупных, почти конических пиках высотой более 1800 м. Подводные горы встречаются во всех физико-географических провинциях океана. В некоторых районах они беспорядочно рассеяны по площади океана, но чаще встречаются в виде вытянутых рядов. Можно без преувеличения сказать, что практически все конические подводные горы являются потухшими или действующими вулканами. Примерно от залива Мэн в сторону Срединно-Атлантического хребта на расстоянии 800 миль тянется группа подводных гор Келвина. К югу от Азорских островов в меридиональном направлении на расстоянии 400 миль тянется группа подводных гор Атлантис-Грейт-Метеор. Многочисленные ряды островов и подводных гор пересекают юго-западную часть Тихого океана. В центральной части Тихого океана к юго-западу от Гавайских островов на обширной площади расположены подводные горы, плоские вершины которых находятся на глубине 90—1500 м от поверхности моря. Эти столообразные горы называют гайотами. Драги приносят с их плоских вершин мелководные ископаемые остатки мелового периода. Такие погруженные острова встречаются не только в Тихом океане. Некоторые плосковершинные горы группы Келвина поднимаются до глубины 1200 м, а в группе Атлантис-Грейт-Метеор — до 270—450 м от поверхности моря. См. *Подводные горы и гайоты.*

Срединно-океанический хребет. Треть площади дна в срединной части Атлантического, Индийского и южной части Тихого океанов занята широким разбитым разломами валом, который называют срединно-океаническим хребтом. В Атлантике это Срединно-Атлантический хребет, на юге Индийского океана — Центрально-Индийский хребет, в Аравийском море — хребет Карлсберг и хребет Мёррей, на юге Тихого океана — хребет Истер-Айленд.

На Срединно-Атлантическом хребте можно выделить отчетливые физико-географические провинции, которые различимы на большинстве трансокеанических профилей (рис. 8, см. также рис. 2).

Провинции свода. Рифтовая долина, рифтовые горы и сильно разбитые разломами плато, относящиеся к этой категории провинций, образуют полосу шириной 50—200 миль. Рифтовая долина ограничена с двух сторон склонами рифтовых гор. Дно рифтовой долины находится на 900—2700 м ниже прилегающих вершин рифтовых гор, круто обрывающихся в сторону высоких разбитых разломами плато, которые располагаются на глубине 2900—3300 м по обе стороны от рифтовых гор. Среди прочих подводных провинций сводовые провинции отличаются особенно пересеченным рельефом. Точно следуя оси рифтовой долины, по ней проходит пояс землетрясений протяженностью свыше 40 000 миль. Измерения теплового потока в сводовых провинциях дают значения в несколько раз больше, чем в обычных районах океана или континентов. На участке рифтовой долины отмечаются большие положительные магнитные аномалии и средние отрицательные гравитационные аномалии (—20 миллигал). Данные сейсморазведки методом преломленных волн показывают, что по своему составу кора на этом участке занимает промежуточное положение между океанической корой и мантией.[1] Сводовые провинции Срединно-Атлантического хребта можно рассматривать в ряду рифтовых долин, рифтовых гор и высоких плато Африки. Несомненно, что эти особенности геологии Африканского континента являются результатом действия сил растяжения в земной коре. По своим основным особенностям, включая происхождение, Срединно-Атлантический хребет, вероятно, подобен африканскому рифто-долинному комплексу.

Склоновые провинции. Склоновые провинции Срединно-Атлантического хребта можно подразделить на несколько ступеней или круто падающих взбросов, ограниченных несколько более высокими уступами, чем это характерно для области в целом.

Для отдельных участков склоновых провинций, особенно для верхней ступени к югу от Азорских островов, характерны межгорные долины с ровным дном. Фотографии, керны и драгирование свидетельствуют о том, что гребень Срединно-Атлантического хребта к северу от Азорских островов освобождается от образующегося обломочного материала. По мере его выноса из сводовых провинций и отложения на склонах происходит постепенное заполнение межгорных котловин и сглаживание рельефа склонов.

Брюс К. Хизен

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Так как примерно 70 % поверхности Земли занято океаном, о типичном строении Земли можно судить по океаническим районам, а не по суше. Статистический анализ показывает, что большая часть твердой поверхности Земли находится либо на уровне океанического дна, либо на уровне континентов. Горные хребты, островные дуги, глубоководные желоба и континентальные окраины попадают в число аномальных районов, расположенных на экстремальных или промежуточных уровнях. За исключением немногих промежуточных районов, таких, как Красное море, строение коры в океанических котловинах совершенно отличается от строения коры на континентах, что, по-видимому, характерно для большей части периода существования Земли.

Для того чтобы получить грубую модель внутреннего строения Земли, проведем окружность диаметром примерно 12 см и внутри нее другую окружность вдвое меньшего диаметра. Эта вторая окружность будет очерчивать ядро, образованное, как считают, из железа и никеля. Участок между окружностями будет соответствовать мантии — кристаллической основной породе с плотностью примерно 3,3 г·см$^{-3}$. Линия, соответствующая внешней окружности, если ее провести не слишком тупым карандашом, как раз будет включать всю кору Земли, плотность которой примерно 2,7 г·см$^{-3}$. В океанах толщина коры составляет примерно 6 км, а на континентах — около 36 км. Границу между корой и мантией сейсмологи называют М-поверхностью (поверхностью Мохоровичича).

Приборы и методы. Дно океанов невозможно изучать непосредственно, как континенты. Поэтому большая часть сведений о строении Земли под океанами получена путем геофизических измерений, изучения пород, собранных драгами или извлеченных из морского дна, и (иногда) путем наблюдений, выполненных с подводных аппаратов. Основными геофизическими методами являются сейсмологические исследования землетрясений, глубинное сейсмическое зондирование с помощью взрывов и измерения вариаций в гравитационном и магнитном полях Земли. Сейсмология — это наука о распространении звуковых, или упругих, волн в Земле. Источник волн может быть естественным (землетрясения) или искусственным. Обычно используемые искусственные источники звука включают взрывы, электрические разряды большой энергии и пневматические устройства. Данные о скорости распространения звуковых волн в различных слоях Земли вместе с результатами гравитационных и магнитных измерений позволяют вычислить некоторые физические характеристики, такие, как плотность и константы упругости. Они в свою очередь позволяют установить тип породы, образующей тот или иной слой. Время пробега звуковых волн, отраженных или преломленных определенным слоем, служит показателем глубины расположения и толщины слоя. В морских исследованиях сравнительно недавно стал применяться новый прибор для измерения толщины и определения строения осадочной толщи — профилометр для непрерывного сейсмического зондирования методом отраженных волн. Источник звука, буксируемый позади судна, излучает периодические импульсы акустической энергии. Они распространяются через воду и отражаются обратно к поверхности от границ раздела между слоями рыхлых отложений и твердых пород. Отраженные импульсы принимаются буксируемой серией гидрофонов, усиливаются и воспроизводятся осциллографом. Этот метод позволяет увидеть отложения на дне океана в разрезе и определить рельеф поверхности ниже чехла осадочных пород (рис. 9). См. *Морские осадки, Эхолот.*

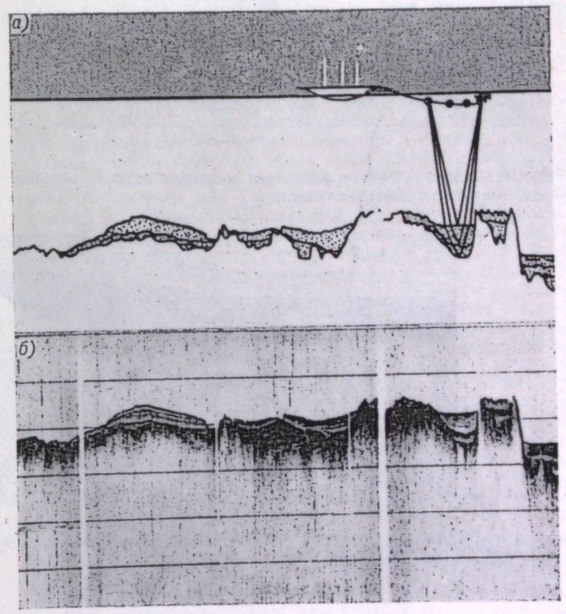


Рис. 9. Непрерывное сейсмическое зондирование.

а — зондирование, *б* — типичная запись вдоль примерно 200-км разреза; средняя толщина отложений около 500 м.

Морской гравиметр представляет собой, в сущности, сильно демпфированные, исключительно чувствительные пружинные весы. Движения пружин отражают малейшие изменения силы тяжести. Полную напряженность магнитного поля измеряют с помощью магнитометров, буксируемых на большом расстоянии за кормой, для того чтобы уменьшить магнитное влияние судна. В сочетании с сейсмологическими данными данные о гравитационных и магнитных аномалиях (вариациях) позволяют судить об изменениях состава пород или таких особенностях строения, как складки или разломы в земной коре. С помощью этих данных была получена бо́льшая часть сведений о строении Земли.

При палеомагнитных исследованиях определяют остаточную намагниченность пород. Направление остаточной намагниченности осадочных пород соответствует направлению магнитного поля Земли в момент отложения породы. Остаточный магнитный вектор в изверженных породах указывает направление поля Земли в момент охлаждения породы ниже точки Кюри. Палеомагнитные исследования широко распространенных пород разного возраста указывают на возможность перемещения магнитных полюсов относительно географических на протяжении геологического времени или сдвига континентов относительно друг друга. Собраны данные, свидетельствующие

[1] Однако это разломы, вероятно, глубинные — до мантии, о чем свидетельствует подток вещества из мантии, обнаруженный в ряде скважин глубоководного бурения вблизи разломов, т. е. наличие гидротермально измененных металлоносных осадков. (*Прим. ред. пер.*)

[1] Кора на этом участке очень тонкая, иногда ее толщина достигает всего 1,5—2 км. (*Прим. ред. пер.*)

о многократном обращении магнитного поля Земли. С их помощью объяснена линейная структура магнитных аномалий в некоторых районах океана и подтверждена гипотеза дрейфа континентов вследствие спрединга морского дна в направлении от осей срединно-океанических хребтов.

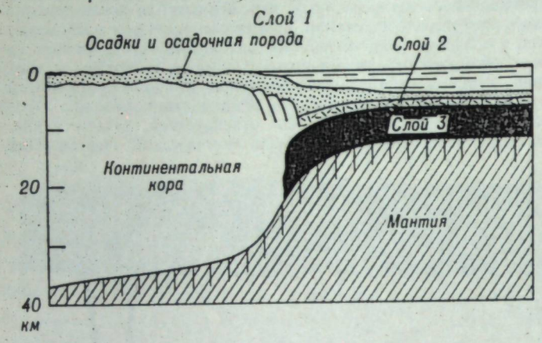


Рис. 10. Структурный разрез через континентальную окраину атлантического (рифтового) типа.

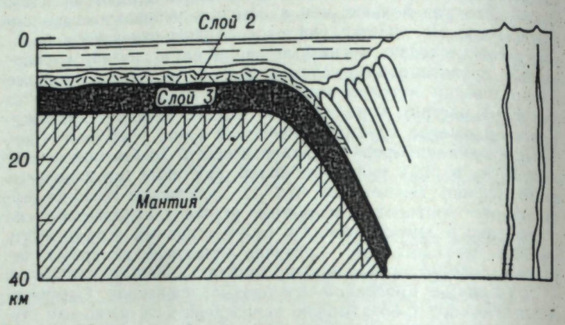


Рис. 12. Структурный разрез через континентальную окраину тихоокеанского (конвергентного) типа.

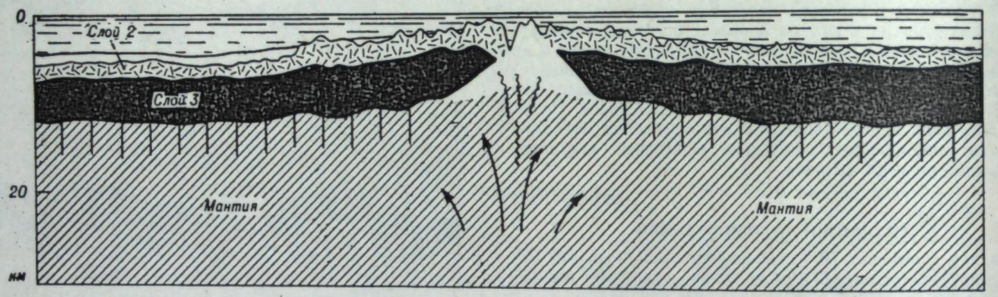


Рис. 11. Структурный разрез через Срединно-Атлантический хребет, показывающий наращивание коры и дивергенцию потоков вещества из мантии.

Океанические котловины и континентальные окраины. На рис. 10 показан структурный разрез через континентальную окраину атлантического (рифтового) типа, согласно интерпретации геологических и геофизических данных в рамках гипотезы тектоники плит и спрединга морского дна. На континенте и шельфе под осадочными слоями расположены главным образом кислые породы, такие, как гранит, гнейс или кристаллические сланцы. Под ними находится промежуточный слой, как полагают, габбровый или базальтовый. Мантия, вероятно, состоит из ультрамафических пород, таких, как перидотит, энстатитит или эклогит. Это самый толстый слой Земли, простирающийся примерно от поверхности до середины радиуса. Верхние части мантии в континентальных и океанических районах несколько различаются, особенно по толщине и составу коры. Континентальная кора в 6—7 раз толще океанической и почти полностью состоит из кислых пород, таких, как граниты, тогда как океаническая кора почти целиком образована из основных пород.

Средняя глубина океанических котловин составляет примерно 4,8 км. В большинстве исследованных районов дно океана имеет изрезанный рельеф, хотя в некоторых обширных областях, особенно в Атлантическом океане, дно почти совершенно ровное. Эти абиссальные равнины образовались, как считают, из отложений, принесенных мутьевыми потоками, которые, возникая при подводных оползнях и переходе донных наносов во взвешенное состояние, достигают самых глубоких участков океанических котловин.

За пределами абиссальных равнин и континентального подножия (см. раздел о физико-географических провинциях) слой осадков состоит главным образом из мелких частиц (размерный класс глины, менее 2 мкм) и скелетов планктонных организмов, обитавших в вышерасположенных слоях воды. Пелагические отложения этого типа обычно образуют почти однородный чехол, покрывающий древние формы рельефа. В некоторых районах на рельефе морского дна отразились неравномерность отложения наносов и размыв придонными течениями, особенно потоком холодной плотной воды из полярных районов. Толщина рыхлых отложений меняется от десятков метров в районах, которых не достигают мутьевые потоки и где малочисленно планктонное население, до тысяч метров в других районах. Средняя толщина слоя отложений составляет менее 1 км.

В слое отложений *2*, расположенном под слоем *1*, скорость сейсмических волн 4—6 км·с$^{-1}$. С такой скоростью волны распространяются в плотных метаморфизированных отложениях и вулканических породах. Образцы пород, которые удалось получить из верхнего участка слоя *2* с помощью глубоководного бурения, свидетельствуют о том, что его верхняя часть состоит из смеси подушечных базальтов, интрузивных пород, вулканических обломков и рыхлых наносов. Нижняя часть, вероятно, представляет собой массивный базальт или метабазальт, либо то и другое вместе.

Основной слой океанической коры — слой *3* (рис. 11, 12), обнаруженный в большинстве сейсмических измерений, выполненных в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Средняя скорость звука в этом слое около 6,7 км·с$^{-1}$, а толщина примерно 5 км. В окрестностях таких районов, как подводные горы, желоба и континентальные окраины, часто отмечаются отклонения от этого среднего значения. Лабораторные измерения скорости звука в породах разного типа, поднятых драгой с подводных обрывов, показывают, что слой *3* состоит из габбро и метагаббро.[1] Есть ли такой слой под континентами, точно не известно. По многим признакам скорость в нижней части континентальной коры имеет промежуточное значение по сравнению со скоростью в верхней части коры и в мантии. Это может указывать на присутствие в континентальной коре такого же материала, как и в океанической.

Шельфы. Шельфы представляют собой погруженные окраины континентов. Глубина воды на них составляет несколько сотен метров, а их ширина — от нескольких километров на одних участках до нескольких сотен километров на других. Толщина коры имеет промежуточное значение по сравнению с толщиной коры на континентах и под океаном, а ее состав такой же, как на континентах. В некоторых районах, например у восточного побережья Северной и Южной Америки, шельф и континентальный склон занимают обширную область, на которой за прошедшие миллионы лет в результате эрозии континентов отложился слой наносов толщиной в несколько тысяч метров. В других областях, где поступление наносов было незначительным, особенно у западного берега Американского континента, существует лишь узкий шельф.

[1] В 37-м рейсе «Гломар Челленджер» в скважине 334 к юго-западу от Азорских островов обнаружены породы кровли слоя *3*, представленные серпентинизированными перидотитами и оливиновыми габбро-норитами, переслоенными уплотненными осадочными породами и брекчией из перидотитов и габбро. (*Прим. ред. пер.*)

Подводные хребты. Известны два типа океанических хребтов: сейсмические и асейсмические. К первому типу относится система срединно-океанических хребтов, представляющая собой крупнейшую особенность рельефа планеты. Хребты вытянулись более чем на 80 000 км и опоясали весь земной шар. Во многих местах хребты ограничены огромными зонами разломов, вдоль которых отмечается повышенная сейсмическая активность. По всей длине хребтов выделяется узкая зона эпицентров мелкофокусных землетрясений. Обычно эта зона совпадает с рифтовой долиной и большими положительными магнитными аномалиями. Кроме того, на склонах хребтов во многих районах обнаружены параллельно вытянутые пояса чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий. На многих участках свода в зоне шириной 100—500 км осадочный покров обычно тонкий или полностью отсутствует. На склонах же осадочный покров значительно толще. В некоторых местах осадки покрывают коренные породы более или менее равномерно, в других — они скапливаются в «карманах» между вершинами или хребтами, сложенными из коренных пород.

При драгировании вершин и склонов сейсмических хребтов были извлечены базальтовые вулканические породы с включениями габбрового и ультрамафического материала. На рис. 11 показан поперечный структурный разрез Срединно-Атлантического хребта, основанный на данных сейсмического зондирования и гравиметрических наблюдений.

Кроме срединно-океанических хребтов, имеются и другие сейсмически неактивные океанические хребты (например, хребет Вэлвис к юго-западу от Африки и Гавайский хребет, Императорские горы и горы Лайн в Тихом океане). Считается, что эти хребты появились в результате экструзии больших объемов вулканического материала при дрейфе океанической коры над «горячими точками» в нижней части мантии. Пример асейсмических хребтов другого типа — хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане и Ян-Майенский хребет в Норвежском море. По-видимому, они являются тонкими сколами континентальных пород, которые отделились от более крупных континентальных масс в результате раскалывания, связанного со спредингом морского дна.

Глубоководные желоба. Глубоководные желоба — важные элементы структуры, связанные с некоторыми континентальными окраинами, островными дугами, поясами землетрясений и районами вулканической деятельности. Большинство из них расположено на окраинах Тихого океана, хотя они встречаются также в Атлантическом и Индийском океанах. Это самые глубокие участки океанов, причем наибольшая измеренная глубина в Марианской впадине в Тихом океане 11 022 м, а в желобе Пуэрто-Рико в Атлантическом океане примерно 8742 м. Желоба образуются в результате прогиба слоя коры с высокой скоростью распространения сейсмических волн и мантии на несколько километров. На дне желобов находятся слои отложений, толщина которых значительно возрастает в направлении от оси желоба в сторону континента. Вследствие большой глубины залегания подстилающих плотных слоев возникает заметный дефицит силы тяжести, что характерно для всех глубоководных впадин. Фокусы землетрясений располагаются преимущественно на плоскостях, наклоненных от желоба в сторону континента.

Для объяснения существования островных дуг и связанных с ними желобов с точки зрения основных процессов, происходящих на Земле, предлагался ряд гипотез. В последнее время большое внимание привлекла теория конвективных ячеек в мантии, которые вызывают подъем нового вещества коры вдоль срединно-океанических хребтов и конвергенцию в желобах. Конвергентный поток заставляет океаническую кору подвигаться под континенты и островные дуги, в результате чего появляются отрицательные аномалии силы тяжести, фокусы землетрясений располагаются вдоль зон сдвига, а на приконтинентальной стороне желоба отмечаются вулканическая и орогеническая деятельность (см. рис. 12).

Дрейф континентов и спрединг морского дна. Первоначально идея о дрейфе континентов возникла на основании хорошо выраженной параллельности атлантических границ Американского и Африканского континентов. Это позволяло думать, что прежде два континента составляли единое целое, а затем разделились в процессе дрейфа. Первым эту идею высказал Вегенер в 1910 г. Гипотеза дрейфа континентов вызвала оживленные споры. Хотя первые свидетельства в ее пользу относились лишь к самим континентам, были собраны многочисленные геологические, климатологические и палеонтологические данные, в том числе о существовании разделившихся горных хребтов и сходных ископаемых остатков и скоплений минералов на противоположных берегах Атлантики. Соответствующая интерпретация палеомагнитных данных также позволяла предполагать и движение магнитных полюсов, и дрейф континентов относительно друг друга. Основное возражение против теории заключалось в том, что она не позволяла объяснить механизм дрейфа, не вступая в противоречие с существующими теориями строения внутренних областей Земли.

Конвективные ячейки. Большое внимание привлекла концепция дрейфа континентов вследствие спрединга морского дна. Важный момент в гипотезе спрединга состоит в том, что образующееся в глубинах Земли тепло вызывает конвективное движение вещества мантии в нескольких конвективных ячейках. Полагают, что срединно-океанические хребты располагаются по линии стыка апвеллинговых участков отдельных ячеек. На поверхности поднявшееся вещество растекается от оси хребтов, а вместе с ним движутся и континентальные блоки, пока не приходят в состояние покоя на участке конвергенции, где происходит погружение движущегося вещества. Считают, что обращения магнитного поля приводят к появлению областей противоположно намагниченных пород коры, расположенных симметрично относительно оси хребта. Известны все моменты таких обращений за последние 5 млн. лет, и на основе этой гипотезы подсчитано, что скорость спрединга составляет 1—4 см в год. Нисходящий поток вещества, как считают, создает рассмотренные выше глубоководные желоба и плоскости разлома с повышенной сейсмичностью, а возникающее сжатие является причиной горообразования и вулканической деятельности, связанных с желобами. С помощью этого же механизма можно объяснить отсутствие в океанических котловинах отложений и пород в возрасте старше юры, основываясь на предположении, что все более древние породы были унесены в мантию на участке желобов. Такое представление сильно упрощенное, и возникают многочисленные трудности при попытке воссоздать правдоподобную картину для всей поверхности Земли или представить конвективные ячейки с огромными горизонтальными размерами, предполагаемыми теорией, и небольшими вертикальными размерами, которые предполагает стратификация мантии. В то же время в пользу приведенной гипотезы говорят многие факты.

Система срединно-океанических хребтов. Современные геологические и геофизические исследования позволили получить много новых данных, подтверждающих теорию дрейфа континентов. Была открыта система срединно-океанических хребтов, а также обнаружено, что подводные хребты, особенно в Атлантике, располагаются почти на равном расстоянии от континентов, находящихся по обе стороны от них. Кроме того, обнаружены и другие особенности, которые, по-видимому, подтверждают концепцию дрейфа континентов. Огромное большинство эпицентров землетрясений сосредоточено в осевой зоне хребта. Почти по всей длине хребта проходит осевая рифтовая долина, которая возникла, по-видимому, вследствие растяжения, как если бы кора оттягивалась от хребта. Во многих местах обнаружены длинные зоны разломов, перпендикулярных к оси хребта, которые могут представлять собой линии тока, по которым может осуществляться движение континентов. На участке пересечений зон разломов с осью хребта отмечается заметное усиление сейсмической деятельности. Направления первых вступлений для этих землетрясений лучше всего объясняются трансформными сбросами, связанными со спредингом коры в стороны от хребта. Измерения термического градиента в донных отложениях показали, что для гребня хребта во многих местах характерен аномально большой поток тепла, который следовало бы ожидать, если бы конвективные ячейки приносили новое нагретое вещество к поверхности в этой точке.

Магнетизм пород. Важным подтверждением гипотезы спрединга морского дна явилось обнаружение полос чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий, расположенных симметрично и параллельно оси хребта. Ученые предположили, что полосы положительных аномалий (включая

центральную) соответствуют породам, которые охладились до точки Кюри в магнитном поле Земли при его современной полярности. Полосы отрицательных аномалий соответствуют породам, намагнитившимся в обращенном поле. Согласно гипотезе спрединга морского дна, такая полосчатая структура была образована в результате апвеллинга и оттока нового вещества от оси хребта, причем каждая новообразующаяся полоса коры приобретала постоянную намагниченность в направлении действующего поля. Пространственное распределение полос положительных и отрицательных аномалий вблизи гребня хребта с учетом скорости спрединга оказывается именно таким, каким его можно предсказать на основании истории обращения магнитного поля.

Распределение отложений. Начиная с середины 60-х годов были проведены сейсмические измерения вдоль разрезов общей протяженностью во много сотен тысяч километров. Это позволило получить общую картину распределения мощности донных отложений в океанах. На гребнях срединно-океанических хребтов и в их окрестностях осадочный покров очень тонок, однако вниз по склонам хребтов и в котловинах толщина слоя увеличивается. Общее количество отложений на хребтах от места к месту изменяется, поскольку изменяется скорость образования обломочного материала, но главная особенность сохраняется: мощность осадочного покрова увеличивается по мере удаления от оси хребта. В ходе программы бурения глубоководных слоев отложений в настоящее время получены дополнительные данные о том, что возраст отложений на фундаменте из изверженных пород (которые появились первыми) увеличивается с увеличением расстояния от гребня хребта. Таким образом, и распределение мощности отложений, и их возраст подтверждают представление о молодой коре и увеличении возраста пород на склонах хребтов, т. е. концепции, на которых основывается гипотеза спрединга морского дна.

Морис Ивинг, Джон Ивинг

Лит.: C. A. Burk and C. L. Drake (eds.), *The Geology of Continental Margins*, 1974; R. E. Craig, *Marine Physics*, 1972; C. King, *Introduction to Marine Geology and Geomorphology*, 1975; A. E. Maxwell (ed.), *The Sea*, vol. 4, pts. I and II; *New Concepts of Sea Floor Evolution*, 1970; W. C. Pitman and J. R. Heirtzler, Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge, *Science*, 154: 1164—1171, 1966; L. R. Sykes, Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges, *J. Geophys. Res.*, 72: 2131—2153, 1967; Symposium on Continental Drift, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A*, 258(1088): 41—75, 1965; F. J. Vine, Spreading of the ocean floor: New evidence, *Science*, 154: 1405—1415, 1966; T. J. Wilson, A new class of faults and their bearing on continental drift, *Nature*, 267: 343—347, 1965.

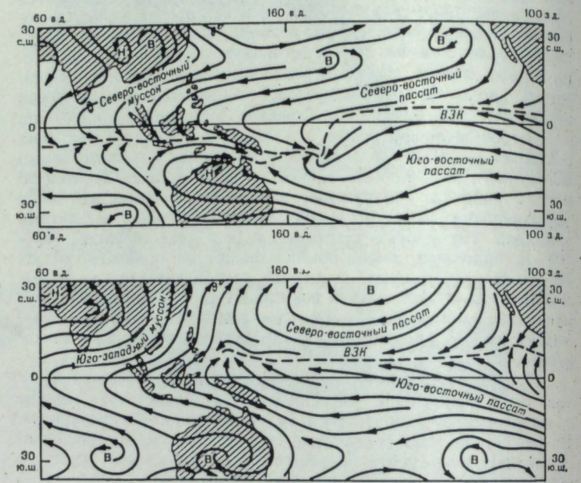
Доп. лит.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана.— М., 1979.— 410 с.; Океанология. Геология океана. Геологическая история океана.— М., 1980.— 464 с.

Морская метеорология

Раздел метеорологии, связанный с обслуживанием морских транспортных операций. В более широком смысле этот раздел может рассматриваться, как часть общей метеорологии, изучающая метеорологические процессы над океаном и другими менее крупными водными массивами. Большое внимание уделяется изучению обмена энергией между океаном и атмосферой.

Погода над морями и океанами. Наиболее характерными метеорологическими явлениями над морями и океанами являются туманы, пассатные ветры, тропические ураганы и водяные смерчи.

Туманы. Хотя туманы наблюдаются не только над морем, но и над сушей, существуют определенные виды туманов, которые над морем наиболее интенсивны. Это, например, туманы испарения, образующиеся при испарении относительно теплой воды в холодный воздух. При этом в результате конденсации почти мгновенно возникают капли жидкой воды. Весь этот процесс аналогичен образованию облака пара над открытым сосудом с горячей водой. Поскольку воздух нагревается от теплой морской поверхности и стремится подняться вверх в виде конвективных струй, туманы испарения обычно менее плотны по сравнению с туманами других типов. В высоких широтах такие туманы называют «арктическим морским дымом» или, если температура воздуха ниже температуры замерзания капель воды,— «арктическим замерзшим дымом». Туман адвективного происхождения может образоваться при натекании относительно теплого влажного воздуха на холодную водную поверхность; при этом воздух охлаждается и достигает состояния насыщения, в результате чего образуется туман. Адвективные туманы могут формироваться над обширными областями при переносе теплых масс воздуха в направлении к полюсам над холодной водой, особенно при их прохождении над холодными течениями. В этих областях резко уменьшается видимость, и плавание становится весьма опасным. В наши дни эта опасность значительно уменьшена благодаря использованию радаров, позволяющих обнаруживать приближающиеся айсберги, другие суда и береговые линии. См. *Туман.*



Направление ветров в нижних слоях атмосферы над Тихим и Индийским океанами в январе (вверху) и июле (внизу).

Пассаты. Система ветров в тропиках, охватывающая большие пространства над акваторией океанов от 30° с. ш. до 30° ю. ш. между субтропическими поясами высокого давления. В среднем пассаты в северном полушарии направлены с северо-востока или восток-северо-востока, а в южном полушарии — с юго-востока или восток-юго-востока, образуя узкую зону конвергенции вблизи экватора с интенсивной конвекцией, развитыми кучевыми облаками и ливнями, называемую внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). Пассаты максимально развиты в нижних слоях атмосферы (примерно до высоты 1,5 км) и постепенно переходят в более сложную систему ветров на бо́льших высотах. В западных частях Тихого и Индийского океанов пассаты создают благоприятные условия для возникновения интенсивной муссонной циркуляции, обусловленной наличием Азиатского континента и в некоторой степени — Австралии. Юго-западный летний муссон обычно приносит в Индию и юго-восточную Азию теплый влажный воздух, в то время как при зимнем муссоне в этих районах преобладает северо-восточный воздушный поток из Азии. В некоторой степени аналогичная, но менее интенсивная циркуляция наблюдается над Мексикой и Центральной Америкой. Над северным побережьем Австралии летом преобладают ветры, направленные с океана на материк, а зимой — с материка на океан. ВЗК восточной области Тихого океана обычно расположена в течение всего года немного севернее экватора, а в западных областях Тихого и Индийского океанов она более подвижна и летом смещается в южное полушарие. Над материковыми районами тропической зоны создаются сложные, менее стабильные системы ветров, подверженные влиянию подстилающей поверхности, сильно нагретой солнцем, особенно в районах со сложным рельефом местности (см. рисунок).

Тропические штормы. Возмущения с теплой центральной частью (циклоны или области пониженного давления) развиваются в низких широтах за счет энергии, получаемой от теплых вод тропической зоны. Воздушные частицы в этих образованиях движутся по спиралям, близким к круговым, к центру системы, создавая вихри, вращающиеся против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Интенсивные штормы такого рода в Атлантике, Мексиканском заливе и на востоке северной части Тихого

океана называются ураганами, а на западе северной части Тихого океана — тайфунами. Скорость ветра в таких штормах может превосходить 75 м·с$^{-1}$. Их центральная часть, более спокойная, диаметром 15—70 км называется «глазом бури». Тропические циклоны, имеющие множество других местных наименований, обычно развиваются в поясе широт 5—20° к югу и северу от экватора над наиболее теплыми областями поверхности океана. Они движутся обычно с востока на запад и часто смещаются в средние широты. Во многих случаях их траектории бывают весьма причудливы и с трудом поддаются прогнозу. Смещаясь в глубь материка, ураганы быстро ослабевают, но тем не менее такого рода вторжения обычно сопровождаются разрушением зданий, а иногда и человеческими жертвами вследствие сильных ветров, ливней, а также наводнений, вызываемых штормовыми приливами. См. *Ураган.*

После второй мировой войны военно-воздушными силами США было организовано специальное самолетное зондирование с целью оповещения о приближении тропических ураганов с возможно большей заблаговременностью, а также для проведения стандартных наблюдений над океаном. Во время таких полетов определялось положение слабо развитых штормов и удавалось пересекать ураганы и тайфуны с целью фиксации их последовательных положений для определения скорости и направления их перемещения. Такого рода информация позволяла синоптикам лучше предсказывать траекторию шторма и его интенсивность. Со временем часть этих работ над акваторией Атлантики была передана от военных ведомств США Национальному управлению по исследованию океана и атмосферы. В настоящее время такое зондирование проводится в значительно меньшем объеме, поскольку необходимая информация о штормах поставляется теперь метеорологическими спутниками. Тропические ураганы и циклоны средних широт обнаруживаются со спутников с помощью фотографирования облачных систем и анализа полученных изображений. См. *Метеорологические спутники, Обнаружение атмосферных вихрей, Прогноз погоды.*

Водяные смерчи. Кроме тропических циклонов, над океаном образуются вихри много меньших размеров, главным образом в тропических и субтропических районах. Эти вихри связаны с кучевыми облаками и по виду напоминают торнадо, но менее интенсивны; по размерам и интенсивности они аналогичны пыльным смерчам на суше. Водяные смерчи создают плотные облака брызг у поверхности океана.

Наблюдения. Для прогноза погоды на всем земном шаре необходимы данные о давлении, температуре, влажности воздуха и скорости ветра у поверхности Земли и на высотах вплоть до 32 км. В густонаселенных районах материков организована достаточно плотная сеть станций, на которых ведутся наблюдения за этими метеоэлементами, но над океаном и над малонаселенными областями суши такого рода наблюдения редки и дорогостоящи. Некоторое исключение составляют районы наиболее оживленных морских путей и самолетных маршрутов. В настоящее время на акватории океанов северного полушария производится около 700 судовых наблюдений за 6 ч и каждые 12 ч обычно запускается шесть шаров-зондов, несущих измерительную аппаратуру, за которыми ведется слежение с помощью радара. Кроме того, при самолетном зондировании над океаном и над сушей производится 800—1000 измерений температуры воздуха и скорости ветра за 12-часовой интервал. Количество наблюдений над океаном в южном полушарии много меньше и не составляет большой добавки к приведенным цифрам.

Составление прогноза погоды для районов с редкой сетью пунктов наблюдений значительно облегчается за счет информации, получаемой с помощью **метеорологических спутников.** На первых этапах развития спутниковой метеорологии синоптики получали только телевизионные изображения облачных систем с характерным масштабом несколько сотен километров и больше. Уже эти данные, позволившие впервые в истории науки наблюдать за развитием крупномасштабных процессов погоды, имели огромное значение для синоптиков. Современные спутники оснащены радиометрами с большим разрешением, микроволновой аппаратурой для измерения влажности и инфракрасными спектрометрами для измерения потоков и длинноволновой радиации. Данные, которые получают с помощью этих приборов, позволяют восстанавливать вертикальные профили температуры в атмосфере. Последовательность нескольких фотографий со спутника позволяет определить скорость ветра по перемещению фиксированных элементов облачности.

Несмотря на эти успехи, данных наблюдений над океаном все еще недостаточно не только для оперативных прогнозов погоды, но и для научных исследований погодных процессов над этими районами. Для лучшего обеспечения исследовательских работ требуемой информацией организуются комплексные экспедиции на определенные периоды времени. Таким важным комплексом работ был Первый глобальный эксперимент, выполнявшийся по Программе исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) в 1978—1979 гг., финансируемый Всемирной метеорологической организацией, в котором принимали участие многие страны. Целью проводимых работ было возможно более полное освещение данными измерений, как наземных, так и аэрологических, всего земного шара за весь год. Для этого использовались новые носители измерительной аппаратуры. Датчики приборов устанавливались на специальных шарах-зондах, переносимых воздушными течениями, и на особых океанских буях. Наряду с этим применялись и традиционные средства для проведения аэрологических и наземных наблюдений с судов и суши, самолетное зондирование, специальные измерения со спутников и др. Эти глобальные данные позволят исследовать метеорологические процессы и разработать способы прогноза погоды в масштабах всего земного шара, что до сих пор выполнить на достаточно высоком уровне было невозможно. Международный эксперимент АТЭП (Атлантический тропический эксперимент ПИГАП), являющийся частью ПИГАП, был также проведен весьма успешно.

Взаимодействие океана и атмосферы. Между океаном и атмосферой существует энергетическое взаимодействие, заключающееся в обмене теплом, водяным паром и количеством движения. В результате такого взаимодействия образуются пограничные слои, из которых энергия передается в глубины океана, к верхней границе атмосферы и в космос. См. *Взаимодействие океана и атмосферы.*

Теплообмен. Когда вода теплее воздуха, тепло поступает в атмосферу и посредством турбулентного обмена и конвективных струй переносится в ее верхние слои. Если же вода холоднее воздуха, то тепло поступает в океан и передается на большие глубины. Если при этом воздух заметно остывает, может образоваться туман. Интенсивность передачи тепла в атмосферу пропорциональна перепаду температур вода—воздух и скорости ветра.

Обмен теплотой фазовых переходов. Другой формой обмена тепловой энергией являются процессы испарения и конденсации на поверхности океана. Испарение происходит, когда парциальное давление водяного пара у поверхности океана превосходит давление водяного пара в воздухе. Переход морской воды в парообразное состояние требует определенных затрат энергии, называемых затратами тепла на испарение. При этом теплота, затрачиваемая на испарение, передается вместе с водяным паром в атмосферу. Запасы этого вида энергии, полученные атмосферой, выделяются в процессе конденсации водяного пара при образовании облаков и осадков. Конденсация водяного пара, поступающего из воздуха на поверхность океана, происходит, когда парциальное давление водяного пара в воздухе превышает давление насыщенного водяного пара при температуре поверхности воды. Если относительно холодный воздух движется над более теплой водной поверхностью, он приобретает тепло как в явном виде, так и за счет фазовых переходов воды, что в дальнейшем влияет на формирование погоды в локальных областях и в планетарном масштабе. В частности, именно эти притоки энергии обусловливают развитие и перемещение тропических циклонов.

Поток количества движения. Третья форма энергообмена между атмосферой и океаном связана с потоками количества движения. Динамическое воздействие на поверхность океана устойчивой во времени системы ветров, таких, как, например, пассаты, приводит не только к генерации волн, но и к возникновению океанских течений. В результате кинетическая энергия океана увеличивается, а кинетическая энергия атмосферы уменьшается. Это основной механизм диссипации атмосферной кинетической энергии, запасы которой непрерывно возобновляются воздушными течениями, обусловленными различием количества солнечного тепла, получаемого полюсами и экватором. Ветры, вообще говоря, в явном или неявном виде влияют на формирование большинства основных течений в океане.

Океанские волны. Параметры ветровых волн на поверхности океана, такие, как высота, длина и период, зависят от скорости ветра, от расстояния, на котором направление воздушного потока, движущегося над водной поверхностью, остается более или менее неизменным (разгона ветра), и от продолжительности существования данного ветрового режима. Обычно возмущения на поверхности океана имеют самые различные длины волн, но возможны ситуации, когда преобладают волны с определенными длинами и периодами. Волнение

обусловливает хорошее перемешивание в слое воды, примыкающем к поверхности океана, и поле температуры в нем оказывается однородным. Толщина этого слоя перемешивания представляет существенный интерес при определении скорости распространения звука от акустических радаров, которую необходимо знать для определения местоположения других судов, подводных лодок или даже скоплений рыб.

Океанские волны могут вызвать повреждения судов как в открытом море, так и вблизи берегов — в зоне прибоя. В силу этого метеорологи и океанологи разрабатывают методы прогноза волнения, которые используются сотрудниками государственных учреждений, военно-морскими силами и отдельными учеными для прогноза ветровых волн, интенсивности прибоя и зыби, т. е. волн, которые зародились в других районах и были перенесены течениями в данную область. Такие прогнозы необходимы для различных целей — разработки маршрутов торговых судов, планирования военных маневров, выбора места для заправки горючим в открытом море, операций с судами-амфибиями, бурения нефтяных скважин в морском дне и др. См. *Океанские волны.*

Прокладка судовых маршрутов. Скорость продвижения судна по его маршруту зависит от состояния морской поверхности и ряда других факторов. Волны, распространяющиеся в направлении, противоположном курсу судна, сильнее всего замедляют его движение, но и попутные волны также оказывают тормозящее влияние. Чем больше высота волны, тем медленнее поступательное движение судна. Отсюда становится ясно, что стремление избежать зон с сильным волнением обусловлено не только желанием не подвергать судно риску быть разрушенным, но также и желанием сэкономить время. Статистические данные о скорости движения судов дают возможность исследователям установить связи между скоростью судна и состоянием взволнованной морской поверхности. Использовав эти связи и законы распространения света при его прохождении через отражающие среды, можно построить маршрут, требующий минимальных затрат времени для пересечения океана. Однако для решения этой задачи необходимо знать поле ветра за время прохождения всего пути, т. е. иметь прогноз примерно на три недели, что находится за пределами возможностей современных прогностических моделей. В силу этого сроки рекомендованных маршрутов ограничиваются 5—7 сут, а для прокладки дальнейшего маршрута используются либо климатологические данные, либо результаты нового прогноза на оставшуюся часть пути. Помимо экономии времени учитываются также другие факторы, такие, как условия комфорта пассажиров или чувствительность перевозимого груза к тряске. Интересно отметить, что кратчайшее расстояние между двумя точками по дуге большой окружности земного шара не соответствует пути с минимальными затратами времени или с наиболее комфортными условиями. Опыт работы показал, что планирование маршрутов с учетом погодных условий и состояния морской поверхности увеличивает эффективность и уменьшает стоимость морских перевозок, поэтому такое планирование широко используется торговым и военно-морским флотом США и других стран.

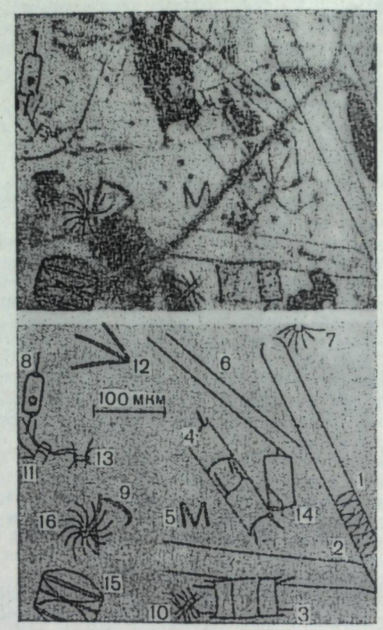
Обледенение судов. Суда, как и самолеты, подвержены обледенению, которое не только уменьшает эффективность их работы, но может привести к гибели судов, особенно небольших. Отложения льда уменьшают высоту надводной части борта и, что более опасно, уменьшают устойчивость судна, если обледенению подвергаются самые верхние части конструкции. Помимо этого, обледенение радиоантенн и антенны радара выводит эту аппаратуру из строя. Обледенение может быть обусловлено различными факторами, например замерзанием капель дождя, волновых брызг и капелек арктических туманов. При температуре воздуха значительно ниже точки замерзания воды арктический туман состоит из переохлажденных капель жидкой воды, которые мгновенно замерзают при контакте с корпусом судна, образуя налет изморози. В течение 12 ч может отложиться слой изморози толщиной около 30 см на бортах судна и примерно 15 см на его верхних частях. Изморозь представляет собой пористое вещество и легче удаляется с бортов по сравнению с отложениями чистого льда. Наиболее опасным является обледенение при замерзании волновых брызг, что может случиться, если температура воздуха на несколько градусов ниже точки замерзания воды. Чем холоднее воздух и вода в океане и чем сильнее ветер, тем интенсивнее происходит процесс обледенения. За 24 ч масса ледовых отложений даже на небольших судах водоизмещением 500—1000 регистровых тонн (1 регистровая тонна равна массе 100 фут^3≈2,83 м^3 воды), может составить 50 т, что для судов этого класса представляет серьезную опасность.

Джордж Дж. Халтинер

Морская микробиология

Наука, изучающая микроскопические морские организмы. Морские микроорганизмы, вероятно, были одними из первых (клеточных) организмов на Земле и играли важную роль в геологии и биологии океанов. Морские микроорганизмы и до сих пор имеют большое значение, поскольку являются преобразователями органических и неорганических веществ и служат пищей другим, более крупным организмам.

Морские бактерии делятся на автотрофные и гетеротрофные, или фагофиты. Автотрофы синтезируют органические вещества из неорганических соединений и используют двуокись углерода как единственный источник углерода. Они получают энергию Солнца (фототрофы) или энергию, освобождающуюся при химических реакциях (хемотрофы). Гетеротрофы и фаготрофы (бактерии, гетеротрофные водоросли и грибы, а также простейшие) используют более сложные источники углерода, получая его путем заглатывания или разложения других микроорганизмов, а также растений и животных.



Морской фитопланктон.

Виды диатомовых: *1, 6 — Rhizosolenia* sp.; *2 — Rhizosolenia alata* var. *indica; 3, 4 — Biddulphia chinensis; 5 — Thalassiothrix nitzschioides, 7, 16 — Bacteriastrum varians; 8 — Ditylum brightwellii; 9 — Chaetoceros coarctatum* (fragment); *10, 11 — Chaetoceros* sp.; *12 — Thalassiothrix frauenfeldii; 13 — Chaetoceros laeve; 14 — Ditylum sol; 15 — Hyalodiscus stelliger.*

Фототрофы. В океане они играют бо́льшую роль, чем макрофиты, которые занимают только около 2 % поверхности дна океана, хотя, возможно, дают более 2 % первичной продукции. Микроскопические планктонные организмы (фитопланктон) встречаются в верхних слоях океана, в эвфотической зоне, куда проникает солнечный свет. Глубина этой зоны зависит от угла падения солнечных лучей и от интенсивности перемешивания воды. Как правило, организмы фитопланктона подвижны (например, жгутиковые простейшие) и асимметричны. Иногда они имеют выросты (например, диатомовые; см. рисунок) и обладают способностью вращаться, благодаря чему могут удерживаться у поверхности воды. Фитопланктонные организмы имеют запасы жира, обеспечивающего их плавучесть. См. *Морская экосистема.*

Фитопланктон представлен несколькими таксономическими группами, включая диатомовые, сине-зеленые водоросли и содержащие хлорофилл жгутиковые. К жгутиковым относятся хламидомонады, динофлагелляты, кокколитофоры, хризомонады и силикофлагелляты. Размер фитопланктонных организмов колеблется от 1 мм (некоторые диатомовые) до 2 мкм.

Диатомовые, сине-зеленые водоросли и очень мелкие динофлагелляты обладают наибольшим числом особей. Диатомовые наиболее многочисленны в северных широтах, сине-зеленые водоросли изобильны в тропических водах Тихого и Индийского океанов, кокколитофоры и микрофлагелляты — в теплых и умеренных водах, вооруженные динофлагелляты — в открытых (неритических) зонах, а голые динофлагелляты — в теплых морях. Иногда плотность поселения некоторых организмов настолько увеличивается, что изменяется цвет воды, которая за счет дополнительных пигментов водорослей приливы). Красное море, в частности, обязано своим названием массовым цветением сине-зеленой водоросли *Oscillatoria* (*Trichodesmium*) *erythraea*, которая также широко распространена в Индийском океане, Мексиканском заливе, тропических зонах Атлантического и Тихого океанов. При обилии динофлагеллятов в прибрежных водах также возникают красные приливы. Эти водоросли нередко содержат нервный токсин, смертельный для рыб и других морских животных. Так, в результате цветения динофлагеллят могли возникнуть огромные отложения мертвого органического вещества (например, в Уолфиш-Бей, Южная Африка), которые можно считать возможным источником нефти, образующейся в результате разложения бактериями органического вещества до углеводородов.

Хемотрофы. Эти организмы играют важную роль только в процессах, протекающих на морском дне. Их жизнедеятельность зависит от экзотермических реакций, таких, как аэробное окисление сульфидов (*Thiobacillus*), аммиака (*Nitrobacter* и *Nitrosomonas*) или водорода (*Hydrogenomonas*) и анаэробное окисление водорода, сопряженное с редукцией сульфатов в сульфиды (*Desulfovibrio*). Они играют важную роль в круговоротах серы и азота. Как правило, они обитают в мелких водах и реже в открытом океане. В эстуариях бактерии цикла серы влияют на биологические процессы в вышележащих слоях воды, а иногда и контролируют их.

Гетеротрофы. В то время как некоторые диатомовые и многие динофлагелляты могут существовать то как автотрофы, то как гетеротрофы, большинство жгутиковых — облигатные гетеротрофы. Основными гетеротрофами в океане являются бактерии, способствующие разложению органических веществ и переводу некоторых из них в неорганические с образованием двуокиси углерода, азота, фосфатов, серы и других элементов в растворимой форме, которые используются растениями. Значение гетеротрофов как деструкторов может быть взято под сомнение. Вероятно, простейшие и многоклеточные играют значительную роль в процессах регенерации азота. Морские бактерии способны разлагать даже такие стойкие вещества, как целлюлоза и хитин. Гетеротрофные бактерии немногочисленны в открытом море, за исключением областей, прилегающих к районам цветения планктона, что, вероятно, объясняется выеданием их другими животными.

Фаготрофы. Фаготрофные простейшие переваривают другие организмы фитопланктона, бактерий, детрит и сходны с некоторыми представителями зоопланктона. Фаготрофы включают некоторых представителей жгутиковых, таких, как динофлагелляты, тинтинниды и другие ресничные, а также фораминиферы и радиолярии (корненожки).

Взаимосвязи микроорганизмов. Жизнь в океане представляет собой обширный симбиоз или метабиоз, и организмы не могут существовать независимо друг от друга. Более того, нет такого района в океане, где не было бы микроорганизмов. Всегда существует достаточно микроорганизмов для того, чтобы при благоприятных условиях началось цветение. Многие организмы фитопланктона нуждаются в веществах роста, источником которых являются морские бактерии. Некоторые организмы фитопланктона вырабатывают токсичные вещества, которые затормаживают рост других организмов. Бактериофаги были обнаружены в Черном и Северном морях, а также в некоторых других районах. Накопленные и отложенные диатомовыми фосфаты высвобождаются под действием бактерий или автолитически после отмирания водорослей; одни представители фитопланктона (например, диатомовая водоросль *Fragillaria*) нуждаются в нитратах, другие (например, сине-зеленые водоросли) —в аммиаке, а некоторые способны фиксировать атмосферный азот.

Значение микроорганизмов. Морские микроорганизмы служат пищей для большого числа морских животных, включая ракообразных зоопланктона, моллюсков и растительноядных рыб. Фитопланктон, с которым имеют дело ученые,— это то, что осталось после выедания его морскими животными. Таким образом, в океане фитопланктон — это первичная пища. Возможно, что представители зоопланктона выбирают для питания одни организмы и отбрасывают другие, например некоторые диатомовые, такие, как *Chaetoceros* и *Rhizosolenia.* Водоросль *Chlorella* может заглатываться личинками усоногих раков и целиком переходит в фекалии, причем после этого личинки погибают. Вследствие избирательного питания и факультативной гетеротрофии определить продукцию некоторых организмов фитопланктона очень сложно.

Планктонные микроорганизмы имеют известковые (например, фораминиферы и кокколитофоры) или кремниевые (диатомовые, радиолярии и силикофлагелляты) скелеты. Эти скелеты могут накапливаться на дне океанов, образуя толстые слои осадков, возраст которых исчисляется геологическими эпохами (например, фораминиферовые известняки, диатомовые и радиоляриевые илы).

Бактерии, а возможно и диатомовые, живут на дне океанов, даже на самых больших глубинах (10 000 м), с гидростатическим давлением до 1000 атм. См. *Морская вода, Плодородие морских вод.*

Эдвард Дж. Фергюсон Вуд

Лит.: C. D. Litchfield, *Marine Microbiology*, 1976; J. M. Sieburth, *Microbial Seascapes: A Pictorial Essay on Marine Microorganisms and Their Environments*, 1975; E. F. Wood, *The Living Ocean*, 1975; E. F. Wood, *Microbiology of Oceans and Estuaries*, 1967.

Морская экосистема

Морская экология включает экологию Мирового океана с его берегами и эстуариями. Отдельные организмы, группы организмов и океанская среда, в которой они существуют, состав-



Рис. 1. Сообщество мидий на гнющем стволе дерева в литоральной зоне.

ляют экологические системы, или экосистемы. Они варьируют по размеру от особой экосистемы морской травы до экосистем литоральной лужи или эстуария (рис. 1 и 2). Размеры и границы определенной экосистемы могут зависеть от орографических факторов (например, подводная гора), факторов окружающей среды (например, соленость), а также от циклов продуктивности внутри сообщества или его репродуктивной способности. Эта экосистема — основная единица экологической науки и характеризуется определенной степенью стабильности, функциональными циклами, а также биотическими и абиотическими составляющими. В цикле морской экосистемы абиотические вещества представлены не только разнообразными растворимыми в воде неорганическими питательными солями, фосфатами, нитратами и сульфитами кальция, калием и натрием, а также газами (кислородом и двуокисью углерода) и органическими веществами, такими, как

различные аминокислоты, витамины и вещества роста. Многие из растворенных в воде твердых веществ попали в морскую среду при выветривании земной коры.



Рис. 2. Сообщество спартины и мидий, представляющее собой мелкую морскую экосистему литоральной зоны.

МОРСКАЯ СРЕДА

Окружающая среда морских экосистем является предметом исследования океанографов, которые изучают физические, химические и биологические свойства вод океана, его течения и бассейны. Эта самая большая в мире обитаемая среда относительно бедна жизнью. Однако здесь обитают представители некоторых основных таксономических групп, которые не встречаются в наземной и пресноводной средах. См. *Океанология.*

Химические факторы. Химические свойства морской воды, например наличие растворенных твердых веществ и газов, были предметом многих исследований. См. *Морская вода.*

Растворенные вещества. Количество растворенных твердых веществ в Мировом океане равно примерно $5 \cdot 10^{16}$ т — этого вполне достаточно, чтобы покрыть всю поверхность Земли слоем толщиной примерно 4 м. Как правило, морская вода содержит 34,9 г растворенных веществ на 1 л, в число которых входят хлориды (19 г), натрий (10,5 г), магний (1,35 г.), сера (0,885 г.), кальций (0,4 г) и калий (0,38 г). Некоторых питательных веществ, например фосфатов, наиболее необходимых для роста водорослей, в морской воде содержится очень мало. В морской воде фосфор находится в виде ионов фосфата. Фосфор — элемент, необходимый для роста всего живого, и от его содержания в морской воде зависит продуктивность растений. Концентрация неорганического фосфора изменяется от 0 до 0,1 мг·л$^{-1}$ и более. Фитопланктон, в основном микроскопические водоросли, может поглощать неорганический фосфор, в результате чего его содержание в воде резко уменьшается. Некоторые фосфорные соединения постоянно выбывают из цикла, так как образуют нерастворимые формы и осаждаются на дне океана. После отмирания и разложения водорослей фосфор возвращается в морскую среду. В морской воде присутствует около 40 химических элементов, количество которых, подобно фосфору, весьма незначительно, а концентрация в растениях довольно велика. Так, например, макроскопическая водоросль концентрирует калий и иод в сравнительно больших количествах. Для диатомовых и других организмов с кремниевыми скелетами особое значение имеет кремний.

Растворенные газы. Двуокись углерода (CO_2) легко растворяется в морской воде, но в состоянии равновесия с воздухом ее концентрация составляет примерно 0,5 мл чистого CO_2 на 1 л воды при 0 °С. В действительности в 1 л морской воды содержится около 47 мл CO_2, что объясняется зависимостью его содержания от наличия ионов карбоната и бикарбоната. Морская экосистема — мировой резервуар CO_2, хотя только 1 % CO_2 находится в свободном состоянии. Так как в морской воде содержится в 50 раз больше CO_2, чем в атмосфере, содержание его в атмосфере регулируется океаном. Содержание CO_2 в морской воде зависит не только от атмосферных процессов, но и от биохимических процессов — дыхания и разложения,— протекающих на дне океана и на его берегах. В морской воде свободная двуокись углерода существует в растворенном состоянии и в виде углекислоты (H_2CO_3). Связанная двуокись углерода представлена ионами бикарбоната (HCO_3^-) и карбоната (CO_3^{--}). Эти и другие ионы слабых кислот входят в буферную систему морской воды, стабилизирующую содержание в ней ионов водорода, или pH, которое колеблется от 8—8,4 (на поверхности) до 7,4—7,9 (в более глубоких слоях). Высокая буферная способность морской воды является основной характеристикой морской среды. Химические и биохимические взаимодействия и влияние биологических агентов, которые могут вызывать изменения pH, способные серьезно повлиять на условия жизни в океане, как правило, смягчаются буферной системой. Таким образом, морская среда остается химически стабильной. Морские растения — продуценты — могут использовать либо свободный CO_2, либо свободный и связанный CO_2 одновременно. В любом случае нехватка CO_2 не препятствует развитию морских экосистем, однако его высокие концентрации являются ограничивающим фактором для многих морских животных, например рыб.

Содержание растворенного O_2 в морской воде колеблется от 0 до 8,5 ‰. Кислород поступает в воду из атмосферы путем диффузии, а также вырабатывается морскими растениями в ходе фотосинтеза. При понижении температуры и солености морской воды растворимость кислорода возрастает. Хотя в некоторых слоях морской воды содержится очень мало O_2, все же, как правило, его вполне достаточно для дыхания животных. Содержание O_2 в глубоких слоях воды увеличивается, если в близлежащем слое протекает фотосинтез.

Физические факторы. Физические факторы морских экосистем (температура и соленость) имеют особое значение, потому что вдали от материков они изменяются незначительно. Средняя годовая температура на разных широтах Земли остается неизменной. В океане сезонные колебания намного меньше, чем на суше. В целом температура морской воды находится в толерантных пределах многочисленных растений и животных. В полярных и тропических районах амплитуда годовых колебаний температуры воды не превышает 5 °С. В умеренных широтах колебания температуры воды составляют примерно 10—15 °С. Сезонные колебания уменьшаются с увеличением глубины. В умеренных и тропических широтах слой постоянного термического градиента (термоклин), в котором температура быстро убывает с глубиной, расположен между поверхностным перемешанным слоем и глубинными водами, где перемешивания не происходит. Температура глубоких и придонных вод океана очень низкая (около 3 °С). Это объясняется тем, что вода с высокой плотностью, образующаяся в высоких широтах, опускается на дно или до уровня совпадения плотности, а затем распространяется к более теплым областям. Соленость Мирового океана изменяется весьма незначительно и в среднем составляет 35 ‰. Изменение плотности с широтой обусловлено главным образом распределением температур. Считается, что существует обширная система океанской циркуляции, охватывающая все глубины и испытывающая влияние больших водных масс, поступающих из прилегающих морей. Относительно постоянные свойства морской среды обусловливают распределение биоты, ее изобилие и морфологические особенности.

Биота. Биота морских экосистем характеризуется крайне малым разнообразием растений по сравнению с животными. Это относится как к макроскопическим, так и к микроскопическим организмам. За редкими исключениями, все типы животных, населяющих наземную и пресноводную среды, встречаются в морской экосистеме. Некоторые животные, например гребневики, морские звезды и некоторые виды червей, обитают исключительно в морской воде. Морские организмы делятся на три большие группы: планктон, нектон и бентос.

Планктон. Это, как правило, микроскопические организмы, обладающие очень незначительной способностью к движению — либо пассивно плавающие, либо переносимые течениями. Имеются два основных типа планктона: фито- и зоопланктон. Первый включает все плавающие растения, такие, как мелкие водоросли, грибы и саргассы. Из них для продуктивности океана наибольшее значение имеют водоросли: диатомовые и динофлагелляты, которые являются основными

продуцентами морского фитопланктона (рис. 3). Диатомовые — это микроскопические одноклеточные растения, некоторые из которых образуют цепочки. Они имеют характерные створки, состоящие из просвечивающего кремния, и обладают большим разнообразием форм и скульптуры. Створки состоят из двух почти равных половинок одинаковой формы, подобно коробочке с крышкой. Створки соединяются с помощью связующих тяжей. Протоплазма внутри створок расположена либо около щели, либо у маленьких пор, которые способствуют обмену веществ с окружающей средой. Во время репродуктивного деления протоплазмы диатомовой водоросли одна из двух дочерних протоплазматических клеток оставляет себе более широкую эпивальву, или крышечку, другая — гиповальву, или коробочку. Дочерние клетки достраивают затем недостающую им створку. Эта простая бинарная форма деления — одна из наиболее распространенных — способствует быстрому росту продуктивности обширных популяций в благоприятной среде экосистемы. В ходе непрерывных бинарных делений размер особей быстро уменьшается до минимального. Затем протоплазматическое содержимое выскальзывает из разделившихся створок, обволакивается гибкой пектиновой мембраной и образуется ауксоспора. Размер этой специализированной споры увеличивается и в результате образуются две характерные створки. Диатомовые водоросли имеют один или два хроматофора, цвет которых колеблется от желтого до коричневого.

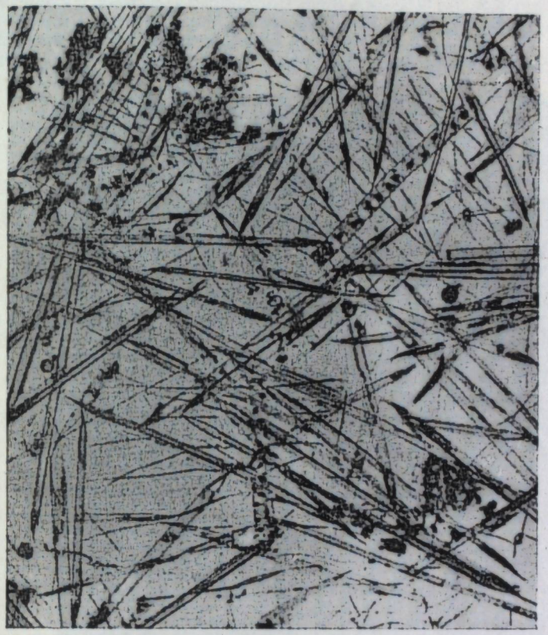


Рис. 3. Планктонные диатомовые. Их легкие раковинки с выростами приспособлены к парению в приповерхностных водах. *(Фото P. Conger, Smithsonian Institution)*

Диатомовые встречаются в ископаемом состоянии, в виде так называемых диатомовых шаров, образованных кремнистыми створками, а также как живые продуценты практически во всей морской экосистеме. Они могут плавать в воде, прикрепляться ко дну, к более крупным растениям, животным или существовать в виде спор, вмерзших в арктический лед. Свободно плавающие диатомовые обладают структурными приспособлениями, которые позволяют им удерживаться на определенной глубине. Центрические диатомовые, как правило, крупнее других. У представителей некоторых родов, таких, как *Planktoniella*, форма тела напоминает диск, так что при погружении они совершают зигзагообразные движения. К волосовидным формам, таким, как *Rhizolenia*, относятся длинные и тонкие диатомовые, которые погружаются медленно, если длинная ось их тела расположена горизонтально, и значительно быстрее при вертикальном положении оси. Лентовидные формы, такие, как *Fragillaria*, широкие и плоские; они соединяются друг с другом, образуя цепи. В открытом океане изобилуют диатомовые разветвленного типа, такие, как *Chaetoceros*. Они имеют многочисленные щетинки, которые препятствуют их погружению (рис. 4).

Динофлагелляты (панцирные жгутиконосцы) снабжены хлыстовидными жгутиками, благодаря которым водоросли могут медленно передвигаться. Подобно диатомовым, динофлагелляты имеют структурные модификации. Некоторые из них, например *Dinophysis*, обладают хлыстоподобными выростами, благодаря которым они остаются во взвешенном состоянии; некоторые имеют целлюлозные пластинки; у других клетки голые. Многие из них люминесцентны.

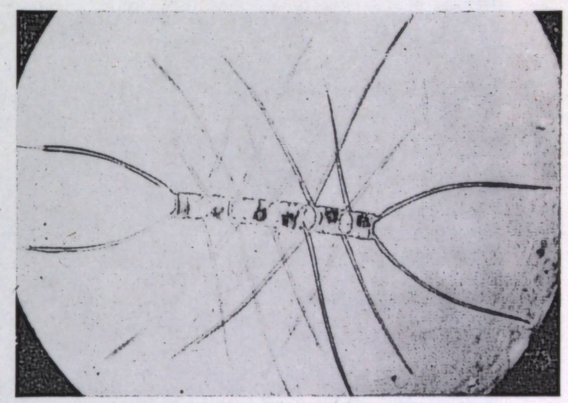


Рис. 4. *Chaetoceros atlanticus Cleve* — океаническая диатомовая водоросль разветвленного типа. *(Фото P. Conger, Smithsonian Institution)*

Фитопланктон гораздо более изобилен в богатых нитратами прибрежных водах, чем в открытом океане. Именно он является основным продуцентом, которым питаются крупные и мелкие морские животные. Продуктивность фитопланктона зависит в основном от лучистой энергии Солнца. Хотя диатомовые и динофлагелляты преобразуют менее 0,3 % солнечной энергии, этого достаточно, чтобы обеспечить пищей Мировой океан.

Организмы зоопланктона — это плавающие или медленно передвигающиеся животные как на стадии яйца и личинки, так и во взрослом состоянии. В основном это многочисленные простейшие (*Protozoa*), такие, как фораминиферы (*Foraminifera*) и радиолярии (*Radiolaria*), мелкие ракообразные, такие, как ракушковые и веслоногие рачки с их разнообразными личиночными стадиями; различные медузы; многочисленные черви; немногие моллюски, а также большинство бентосных животных на стадиях яйца и личинок. Планктонные организмы группируются по размеру. Длина самых мелких организмов составляет от 5 до 60 мкм, более крупных — около 1 мм, средних — 1 см, и, наконец, наиболее крупных — более 1 см.

Нектон. Это активно плавающие представители морской экосистемы. Они включают взрослые формы таких животных, как крабы, кальмары, рыбы и киты. Некоторые из них совершают длительные горизонтальные миграции на сотни миль и более; некоторые периодически мигрируют на большие глубины, а некоторые, обладающие специальными приспособлениями, живут в основном на больших глубинах.

Бентос. Животные, обитающие на дне и распространяющиеся от литорали до глубоководных впадин. На дне океана, на больших глубинах, встречается сравнительно мало видов и особей животных. Это в основном обитатели илов с характерными особенностями строения, благодаря которым они могут существовать в спокойной темной илистой среде со скудной пищей. Типичными представителями глубоководной биоты являются некоторые изоподы, губки, гидроиды, офиуры, морские ежи и креветки (рис. 5). Прибрежные бентосные сообщества на глубинах менее 50 м богаты растениями и животными. В прибрежной зоне около 30 видов цветковых морских растений, таких, как морская трава *Zostera* — многолетнее цветковое растение, которое широко

распространено в морях и изобильно на мягких грунтах. Большие бурые водоросли, такие, как *Fucus* и *Ascophyllum*, широко распространены на обнаженных скалистых грунтах литоральной зоны. *Ulva* и *Enteromorpha* — типичные зеленые водоросли илистых грунтов в затишных водах. Красные водоросли, такие, как *Rhodymenia*, обычно произрастают ниже литоральной зоны. Все эти водоросли служат пищей для живущих на дне обитателей прибрежной зоны.

Основными представителями бентосных сообществ морских берегов являются морские желуди (усоногие раки), брюхоногие моллюски, мидии, венериды, устрицы, актинии, морские ежи, голотурии и морские звезды. Бентосные животные обладают структурными приспособлениями, облегчающими им прикрепление, вбуравливание, питание и защиту.

ОСНОВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Морская экосистема состоит из двух основных областей: пелагиали и бентали, каждая из которых охватывает несколько зон.

Пелагиаль. Включает все воды океанов и сопредельных соленых водоемов. Пелагиаль делится на две зоны: неритическую, распространяющуюся от края шельфа до глубин более 200 м, и океанскую, включающую воды открытого океана. Неритическая зона богата питательными веществами растительного происхождения, особенно фосфатами и нитратами, которые поступают от материковых стоков и донных отложений, переносимых в поверхностные слои в результате апвеллинга, диффузии, перемешивания или конвекции. В этой зоне вода более разнообразна по плотности и химическому составу, чем в открытом океане. Она также более богата планктоном, рыбой и моллюсками. Многие из прибрежных животных приспособлены к обитанию в солоноватых водах береговых притоков. Океанская зона имеет хорошо освещенный и густонаселенный 200-м слой; ниже находятся относительно темные и мало населенные слои, которые характеризуются большим давлением и обитатели которых приспособились к таким экстремальным условиям. В связи с тем что в этой зоне меньше планктона и взвешенного органического вещества, свет проникает глубже, чем в неритической зоне, поэтому вода здесь обычно более прозрачна. Здесь также высоко содержание солей, которое практически не изменяется во времени и в пространстве. В зоне фотосинтеза, или первичной продуктивности, питательных веществ растительного происхождения содержится меньше, чем в прибрежных водах, получающих питательные вещества и органический детрит с побережий, и пополняются они значительно дольше.

Бенталь. Включает дно океана как в прибрежных, так и в глубоководных районах, т. е. литоральные и глубоководные системы соответственно. Литоральная система состоит из эулиторальной зоны и сублиторальной зоны.

Эулиторальная зона. Она простирается от уровня высокой воды до глубины примерно 60 м, ниже которой прикрепленные растения встречаются редко. Возможно, это самая богатая зона морской экосистемы как по количеству, так и по многообразию экологических ниш. Верхняя литоральная часть этой зоны лежит между уровнями высокой и низкой воды. Ее вертикальная протяженность колеблется от 12 м до нескольких сантиметров.

Такие факторы окружающей среды, как освещенность, температура, соленость и продолжительность светлого времени в пределах этой зоны резко изменяются в вертикальном направлении. Это отражается на форме, движениях, устойчивости и жизненных циклах, характерных для животных и растений литорали. Поскольку в этой зоне грунт состоит из разнообразных скальных пород, гравия, песка и ила в разных сочетаниях, в ней имеются многочисленные мелкие, отчасти независимые экосистемы (рис. 6). Нижняя постоянно скрытая водой часть эулиторальной зоны характеризуется изобилием прикрепленных растений, таких, как фукус (*Fucus*), пузырчатый аскофиллюм (*Ascophyllum*), зеленая морская водоросль ульва (*Ulva*) и бурые водоросли (*Laminaria* и *Nereocystis*); многие из них произрастают во всей эулиторальной зоне. Некоторые из этих водорослей, например гигантские бурые водоросли, образуют мощные заросли, которые простираются до сублиторали. Здесь они используют малоосвещенную и наименее продуктивную нижнюю часть литоральной системы. В тропических литоральных водах изобилуют сообщества коралловых рифов с характерными для них растениями и животными. Здесь поселения водорослей встречаются

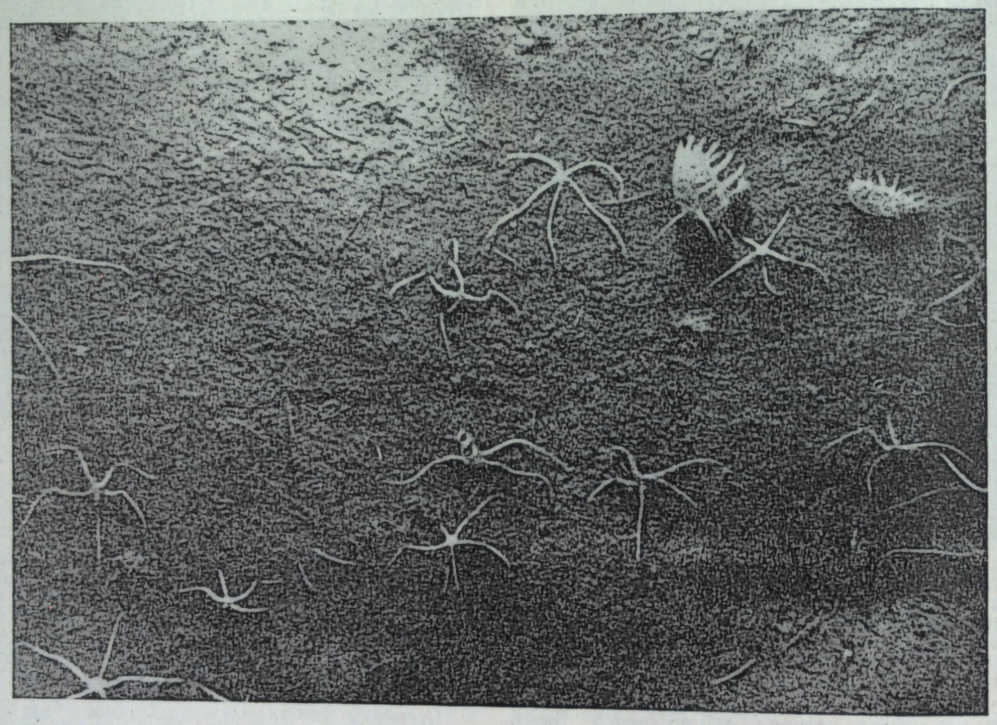


Рис. 5. Донное сообщество змеехвосток и изопод на глубине 1200 м в Сан-Диего-Тру, Калифорния, 32°54′ с. ш., 117°36′ з. д. *(Фото G. A. Shumway, U. S. Naval Electronics Laboratory)*

очень редко, причем животные доминируют над растениями. Зообентос с его малым количеством популяций в сублиторальной зоне распространяется до глубины 200—400 м в зависимости от широты и температуры, которая обусловливает распределение бентосных животных и растений.

Глубоководная зона. Этот район бентали подразделяется на верхнюю часть — архибентическую зону, или, точнее, зону материкового склона, простирающуюся от края шельфа (глубина 200—400 м) до глубин примерно 800—1100 м, и абиссальную бентическую зону, которая охватывает остальную часть бентической глубоководной системы (см. рис. 5). В этих зонах почти нет света, температура и соленость практически постоянны, а количество растений и животных непрерывно уменьшается. Для абиссали характерны полное отсутствие света и крайне низкая температура (от 5 до —1 °С), причем окружающая среда здесь очень однообразна. Однако бактерии и некоторые животные обитают на всех глубинах. Растительные остатки и особенно органический детрит постоянно падают на дно, образуя тонкий слой, которым питаются донные обитатели. Обеспеченность пищей в пелагиали уменьшается с увеличением расстояния от берега по двум причинам: в открытом океане содержится меньше взвешенного вещества, чем в прибрежных водах, а его опускание в глубокие слои происходит очень медленно, кроме того, при этом происходит диспергирование взвесей. См. *Глубоководная фауна.*

Эстуарии. Прибрежная часть морской экосистемы. К ним относятся водоемы, которые в силу своего расположения испытывают влияние и рек, и приливных течений. В отличие от открытого океана, здесь имеет место большое разнообразие физических, химических и биологических характеристик, которые испытывают резко выраженные изменения во времени и пространстве. Воды эстуария быстро реагируют на изменения внешних условий. Они обычно богаты питательными веществами растительного происхождения, которые выносятся сюда прибрежными водами и повышают продуктивность вод эстуариев. Воды эстуариев имеют характерную биоту, имеющую представителей пресноводной и солоноватоводной фауны. См. *Океанография эстуариев.*

Болота. Переходные районы у береговой линии, частично занятые эстуарными или прибрежными водами и включающие часть периферического района морской экосистемы. Для болот тропических приливных вод, низких илистых берегов характерны мангровые заросли. Однако чаще прибрежные болота зарастают травами и осоками. В некоторых широтах болота являются характерной биотой. В умеренных зонах они заселены типичными птицами, такими, как выпь и дергач, и ракообразными (песчаными прыгунами и крабами-скрипачами). Типичные обитатели болот, растения и животные, приспособлены к жизни как в пресных, так и в соленых водах, чем отличаются от родственных форм, которые живут только или в пресных, или в соленых водах.

Осадки. Вещества органического и неорганического происхождения, которые оседают на дно из водной толщи. Большое количество частиц, вымытых из земной коры, приносятся в море реками и водами эстуариев. Эти частицы осаждаются на дно и служат пищей животным бентоса. Осадки могут выноситься на поверхность, в слой фотосинтеза, или апвеллингом прибрежных вод, или океанскими течениями и включаться в биохимический цикл морской экосистемы. Морские осадки состоят из микроскопических фрагментов выветренных скал, частично разложившихся остатков растительных и животных организмов, неорганических частиц морской воды, а также частиц наземного и вулканического происхождения. См. *Морские осадки.*

Кэртис Л. Ньюком

Лит.: J. Fraser, *Nature Adrift: The Story of Marine Plankton*, 1962; E. D. Goldberg, The Oceans as a chemical system, in *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, vol. 2, pp. 3—25, 1963; C. P. Idyll, *Abyss: The Deep Sea and the Creatures That Live in It*, 1964; H. B. Moore, *Marine Ecology*, 1958; C. L. Newcombe, Mussels, *Turtox News*, vol. 25, no. 1, 1947; E. P. Odum, *Fundamentals of Ecology*, 1971 (Ю. Одум, Основы экологии.— М., 1975); H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, and R. H. Fleming, *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*, 1942.

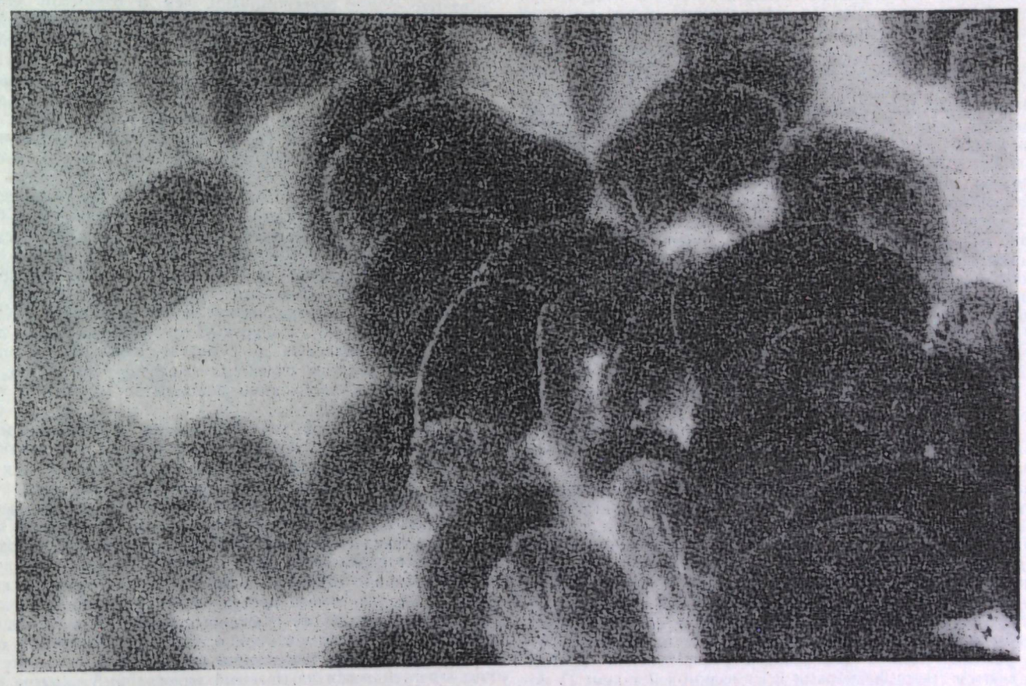


Рис. 6. Литоральное сообщество с изобилием плоских морских ежей (морских долларов). Фотография сделана на глубине 4 м в Мишн-Бей-Ченнел, Калифорния. *(Фото R. F. Dill, U. S. Naval Electronics Laboratory)*

Морские осадки

Скопления минеральных веществ и органических остатков на дне моря. Состав и физические характеристики морских осадков изменяются в широких пределах в зависимости от глубины, удаленности от суши, источника их происхождения, а также физических, химических и биологических условий среды, в которой произошло осаждение. Изучение морских осадков — важный раздел океанографических исследований,

который вместе с изучением осадков и процессов осадконакопления на суше составляет подраздел геологии, известный под названием седиментологии. См. *Морская геология, Океанология.*

ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

По традиции морские осадки подразделяют в зависимости от глубины их накопления на литоральные (0—20 м), неритические (20—200 м) и батиальные (200—2000 м).[1] В этой классификации слишком большое значение придается фактору глубины. Более разумный, хотя и менее строгий способ классификации — это различение осадков, состоящих главным образом из вещества суши, и осадков, состоящих в основном из органических и минеральных веществ, которые образуются в море. Кроме того, имеются существенные общие различия между осадками, накапливающимися вдоль окраин континентов и больших островов, где сильно сказывается влияние прилегающей суши, и пелагическими осадками глубокого океана вдали от суши.

Осадки материковых окраин. В их число входят осадки прибрежной зоны, осадки шельфа, условно ограничиваемого максимальной глубиной 100—200 м, и осадки материкового склона. Вследствие больших различий в процессах седиментации полезно выделять, с одной стороны, прибрежные осадки (литоральные), а с другой — осадки открытого шельфа и склона (неритические и батиальные). Кроме того, отмечаются большие различия в характеристиках осадков и особенностях осадконакопления в районах, получающих большое количество обломочного материала с суши, и в районах, в которых большинство осадков имеет биологическое или химическое происхождение.

Прибрежные осадки. Включают отложения дельт, лагун и заливов, барьерных островов и пляжей, а также зоны прибоя. Зона прибрежных осадков ограничена с мористой стороны глубиной, на которой еще сказывается действие волн, перемешивающих и транспортирующих песок. Эта глубина зависит от расположения берега относительно волн и обычно не превышает 20—30 м.[2] Ширина прибрежной зоны составляет несколько миль. Источником осадков в прибрежной зоне обычно служат прилегающие участки суши. Поставляемый реками материал сортируется в зоне прибоя. Песчаная фракция перемещается в зоне прибоя вдоль берега часто на большие расстояния, тогда как алевритовая и глинистая фракции уносятся от берега в глубинные районы океана. В результате пляжи и барьерные острова образуются под действием волн из материала, поступающего из довольно удаленных источников, хотя известный вклад вносит и местная эрозия. В лагуны же и заливы позади них осадки приносятся местными реками. Типы и особенности распределения осадков определяются тремя факторами и их взаимодействием: 1) водообильностью рек и скоростью поступления наносов с суши; 2) интенсивностью и направлением действия волн, приливных течений и ветра, осуществляющих транспортировку наносов; 3) скоростью и направлением изменений уровня моря. Тип осадков на том или ином участке прибрежной зоны зависит от условий равновесия между этими тремя факторами. См. *Дельта.*

В прибрежной зоне Мексиканского залива в районе штата Техас количество осадков и сток с континента постепенно убывают в направлении на юго-запад. Ветровой режим способствует развитию волновой деятельности и вызывает юго-западный дрейф прибрежного песка из обильных источников на востоке. Поскольку уровень моря в Мексиканском заливе был устойчивым на протяжении нескольких тысячелетий, это благоприятствовало отложению толстого и почти непрерывного песчаного барьера, который отделяет множество небольших прибрежных заливов от открытой части Мексиканского залива. Барьер создан из осадков, принесенных из удаленных источников, и на всем протяжении отличается значительным постоянством своих характеристик. С другой стороны, в прибрежные заливы поступают также местные воды и наносы. На восточном участке побережья количество тех и других довольно велико, а поскольку реки здесь небольшие, в заливах преобладают мелкозернистые осадки. Дно в заливах илистое, а вода сильно распреснена. В этих довольно устойчивых условиях существуют немногочисленные популяции разнообразных организмов, в том числе встречаются устричные банки.

На юго-западном участке побережья сток с континента и поступление наносов ничтожно малы. В заливы осадки поступают только из намытых барьеров, т. е. являются преимущественно песчаными, а соленость воды в практически замкнутых заливах, не получающих никакого стока, значительно повышена. Местами это приводит к химическому осаждению гипса и карбоната кальция, а также способствует формированию обильной, хотя и не отличающейся видовым разнообразием фауны, которая создает большие количества известкового материала. В результате непостоянства условий осадконакопления отложения в заливах и лагунах часто оказываются более переслоенными, чем в открытом море. Их структура и состав зависят от местных особенностей рельефа, изрезанности побережья и режима волнения и течений. Тип осадков изменяется в широких пределах — от крупнозернистого гравия и гальки на каменистых пляжах, обращенных к открытому морю, до очень тонкого глинистого алеврита внутри спокойных лагун. См. *Океанография эстуариев.*

Влияние изменений уровня моря еще недостаточно изучено, но, как легко понять, формирование прибрежных отложений в большой мере зависит от постоянства условий среды в каждом конкретном месте. Поэтому если уровень моря повышается или понижается быстро, то обширные пляжевые, барьерные и лагунные отложения не успевают образовываться и создаются разорванные покровы из прибрежных песков, позади которых откладывается ил. При уменьшении скорости изменения уровня моря появляются открытые барьеры, состоящие из широко разбросанных низких песчаных островов. Они недостаточно хорошо изолируют открытые мелкие лагуны, в которых преобладают, по существу, морские условия. Для образования толстых сплошных барьеров, полностью изолирующих лагуны, необходимо постоянство условий в течение длительного времени.

Совершенно иной тип прибрежных осадков встречается на отмелях, которых не достигают наносы и пресный сток с суши, что обусловлено различными причинами: или мала площадь суши (Багамские острова), или сток воды проходит мимо (южная часть Кубы), или же осадков не выпадает (Аравийский полуостров). В этих случаях лагунные и пляжевые отложения состоят из известковых илов и крупнозернистого известкового песка. Если к тому же отмель граничит непосредственно с открытым океаном без переходного шельфа (рис. 1), то на отмель поступает холодная вода. Здесь она прогревается, и из нее осаждается карбонат кальция. В неспокойных водах отмели при осаждении образуются оолиты или же происходит цементация органических остатков в мелкие агрегаты — так называемый виноградный камень (грейстоун). На краю отмели холодная богатая питательными солями вода океана благоприятствует развитию коралловых и водорослевых рифов, окаймленных зоной скелетного песка из разломанных известковых оболочек морских организмов. Самые тонкие известковые осадки отлагаются на внутренних защищенных участках. Формирование осадков этого типа и их распределение определяются главным образом формой отмели, в частности расположением ее края, преобладающими ветрами и местоположением защищенных или слегка углубленных спокойных участков.

Осадки шельфа и материкового склона. Шельф представляет собой полого опускающуюся в сторону моря равнину, ширина которой изменяется в больших пределах: от менее чем одной мили вдоль крутых скалистых берегов до нескольких сотен миль, как, например, в западной части Мексиканского залива. Отчетливое изменение уклона дна на глубине 100—500 м отмечает место перехода в материковый склон, который опускается более круто (5—10°) до области глубоководного дна. В районах активной тектонической деятельности, например у побережья южной Калифорнии, шельф узок и отделен от материкового склона широкой зоной глубоких котловин, перемежающихся с мелководными банками и островами. Край шельфа во многих местах перерезан подводными каньонами, которые иногда пересекают и прибрежную зону. См. *Подводный каньон, Шельф и материковый склон.*

В плейстоцене море неоднократно наступало на шельф и отступало от него. В межледниковые периоды уровень моря был высоким и береговая линия занимала положение, близкое к современному. В ледниковые периоды из океана извлекалось много воды и береговая линия подступала к внешнему краю шельфа. Последнее низкое положение уровня моря отмечалось примерно 19 000 лет т. н., а современная береговая линия установилась всего 3000—5000 лет т. н. На большинстве шельфов равновесие пока не достигнуто и характер отложений в значительной мере определяется современным подъемом уровня моря. Распределение осадков полностью зависит от современных природных условий только на узких шельфах с активным осадконакоплением.

На шельфе и материковом склоне встречаются отложения следующих типов: 1) биогенные, образующиеся из остатков морских организмов и состоящие преимущественно из известкового материала; 2) аутигенные, осадившиеся из морской воды или образовавшиеся в результате химического замещения других частиц (например, глауконит, поваренная соль[1] и фосфорит); 3) остаточные, образовавшиеся на месте выветривания подстилающих пород; 4) реликтовые, оставшиеся от более древних осадков (например, отложения, образовавшиеся в период трансгрессии, которая привела к современному высокому стоянию уровня); 5) обломочные — продукты выветривания и эрозии суши, принесенные реками или появившиеся в результате эрозии берега (например, песок, гравий, алеврит и глина).

На шельфах с обильным поступлением наносов с суши прибрежная зона состоит из дельт, лагун, заливов, пляжей и барьеров. За пределами пляжей и барьеров берег окаймляет узкая полоса перенесенного волнами песка шириной не более 2—3 миль. На открытом шельфе при современных условиях откладывается алевритовая глина, которая на участке дельт незаметно переходит в придонный дельтовый слой. Обычно эта алевритовая глина, появляющаяся в результате ветрового развевания береговых наносов, переносится морскими течениями не более чем на 20—30 миль от берега, так что зона активного осадконакопления имеет ограниченные размеры. Если шельф узкий, он полностью попадает в эту зону, но если шельф широкий, то на его внешнем участке встречаются реликтовые отложения, образовавшиеся во время последней трансгрессии. Эти реликтовые отложения, состоящие из пляжевых песков и тонких лагунных наносов, были накоплены вблизи от мигрирующей береговой линии. Со временем они были основательно разрушены роющими животными и волнами, в результате чего приобрели крапчатую структуру и в них появился аутигенный глауконит.

Внешний край нередко окаймлен небольшими известковыми рифами (рифы шельфового края). Для их роста, повидимому, необходимо наличие глубинных вод, хотя и незаметно, чтобы они быстро росли в настоящее время. В Мексиканском заливе рифы особенно многочисленны на вершинах подводных соляных куполов. За рифами расположена зона отложений склона. Здесь в глубокой и спокойной воде медленно накапливаются алевритовые глины с обильными известковыми остатками морских организмов. Таким образом, на каждом шельфе, в принципе, есть четыре параллельные зоны: внутренняя песчаная; промежуточная зона осаждения глины; внешняя зона шельфа без осадконакопления, где встречаются реликтовые отложения, заканчивающиеся краевыми рифами; зона склона с известковыми глинами. Такое параллельное расположение зон нередко нарушается при особом режиме течений, которые переносят тонкие осадки поперек шельфа (например, в западной части Мексиканского залива); при быстром продвижении дельт, что обеспечивает перемещение источника осадков в глубь шельфа (например, в дельте р. Миссисипи); при необычно сильном действии волн, препятствующих осаждению тонких наносов даже при условии обильного их поступления.



Рис. 1. Распределение отложений на отмелях как пример осадконакопления в районах, которых не достигают продукты выветривания суши.

а — Багамские острова, *б* — залив Батабано.

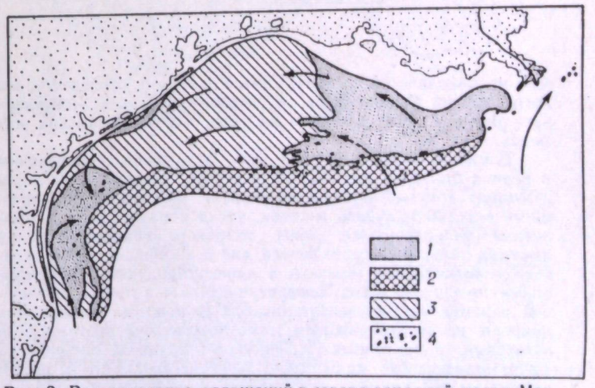


Рис. 2. Распределение отложений в северо-западной части Мексиканского залива как пример отложений шельфа при обильном поступлении продуктов выветривания суши.

Участки осадконакопления на шельфе и склоне покрыты алевритовыми глинами; на участках без осадконакопления дно покрыто реликтовыми отложениями; стрелками показана общая циркуляция воды.
1 — шельф, зона осадконакопления; *2* — склон; *3* — шельф, зона без накопления осадков; *4* — рифы, окаймляющие шельф.

Тонкозернистые наносы обычно быстрее накапливаются вблизи от источника их поступления, чем на удалении от него. Поэтому по мере удаления от источника осадки содержат все больше биогенного материала и количество извести в них увеличивается. На рис. 2 приведен пример осадков

[1] А также абиссальные (глубоководные). (*Прим. ред. пер.*)

[2] Она зависит также от размера бассейна и параметров волн. Нижняя граница песка в Азовском море располагается на глубине 2—7 м, в Черном — на глубине 20—25 м, у берегов Калифорнии 40—60 м. (*Прим. ред. пер.*)

[1] Поваренная соль осаждается только в частично или полностью изолированных от моря заливах и лагунах. (*Прим. ред. пер.*)

шельфа при обильном поступлении материала с суши. При незначительном поступлении материала с суши или при полном его отсутствии формирование отложений на шельфах происходит только за счет биогенного и аутигенного источников. Они поставляют гораздо меньшее количество материала, чем реки, в результате чего скорость осадконакопления является очень низкой. Даже на шельфах с большим поступлением материала с суши встречаются обширные области без осадконакопления, часто занимающие 40—50 % всей площади дна. На известковых шельфах реликтовые отложения могут занимать до 75 % всей площади. Расположенные вблизи от края шельфа реликтовые отложения представляют собой отложения мелководий, сформировавшихся в период последнего низкого стояния уровня моря, и состоят из мелких водорослевых рифов и оолитов такого же типа, как на Багамских островах.

Ближе к берегу от этой зоны отложения, появившиеся в период быстрого подъема уровня моря, представлены образующими толстый слой известковыми обломками, включающими остатки ракушек, мшанок, куски кораллов и т. д. (скелетные калькаренить). Зоны активного осадконакопления имеются только у самого берега, где в настоящее время отлагаются известковые обломки и иногда продукты, образовавшиеся на суше — песок, алеврит и глина,— а также на внешней окраине шельфа и материковом склоне, где встречаются покровы из тонкозернистого известкового ила, обогащенного остатками планктонных организмов отряда *Foraminiferida* (фораминиферовый кальцилютит и калькаренит). На рис. 3 приведены два примера известковых шельфов. Шельфы такого типа характерны для Персидского залива и побережья Австралии.

Во многих районах из-за подъема уровня моря поступление наносов на шельф сильно уменьшилось. Долины многих рек вдоль восточного побережья США были затоплены, и в период современного устойчивого стояния уровня моря в них образовались поперечные барьеры, ограничившие поступление наносов из эстуариев. В результате осадконакопление на шельфе замедлилось, и на поверхности дна встречаются в основном реликтовые пески периода трансгрессии.

Значительная часть мелкозернистых наносов, поступающих в море из рек, откладывается на шельфе. Поддерживаемый волнами во взвешенном состоянии, этот материал медленно переносится поперек шельфа течениями или под действием силы тяжести стекает по его отлогой поверхности и окончательно захоранивается в осадках либо на материковом склоне, либо на глубоководном дне. Если в районе имеются подводные каньоны, они, подобно каналам, могут перехватывать эти облака наносов и способствовать их переносу в виде мутьевых потоков на большие расстояния в глубоководную область океана. Если каньоны пересекают прибрежную зону, в которой движется песок, они могут захватывать и этот материал, обеспечивая последующий перенос на огромные расстояния в глубины океана.

В районах с пересеченным рельефом дна картина распределения наносов является очень сложной. Так, например, на участке бордерленда на юге Калифорнии очень грубые реликтовые и остаточные отложения мелководных банок сменяются алевритовыми глинами и известковыми отложениями

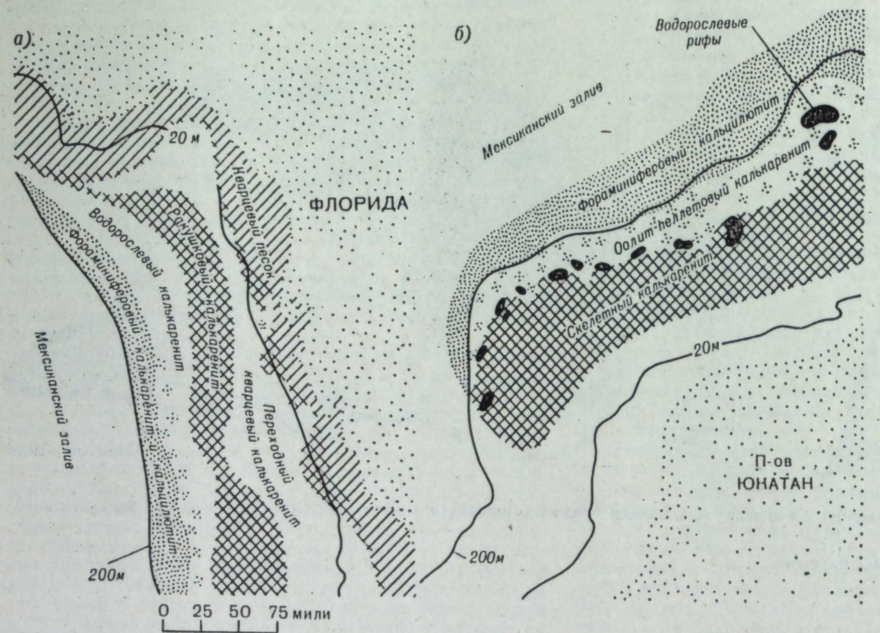


Рис. 3. Отложения шельфа при незначительном поступлении продуктов выветривания суши.

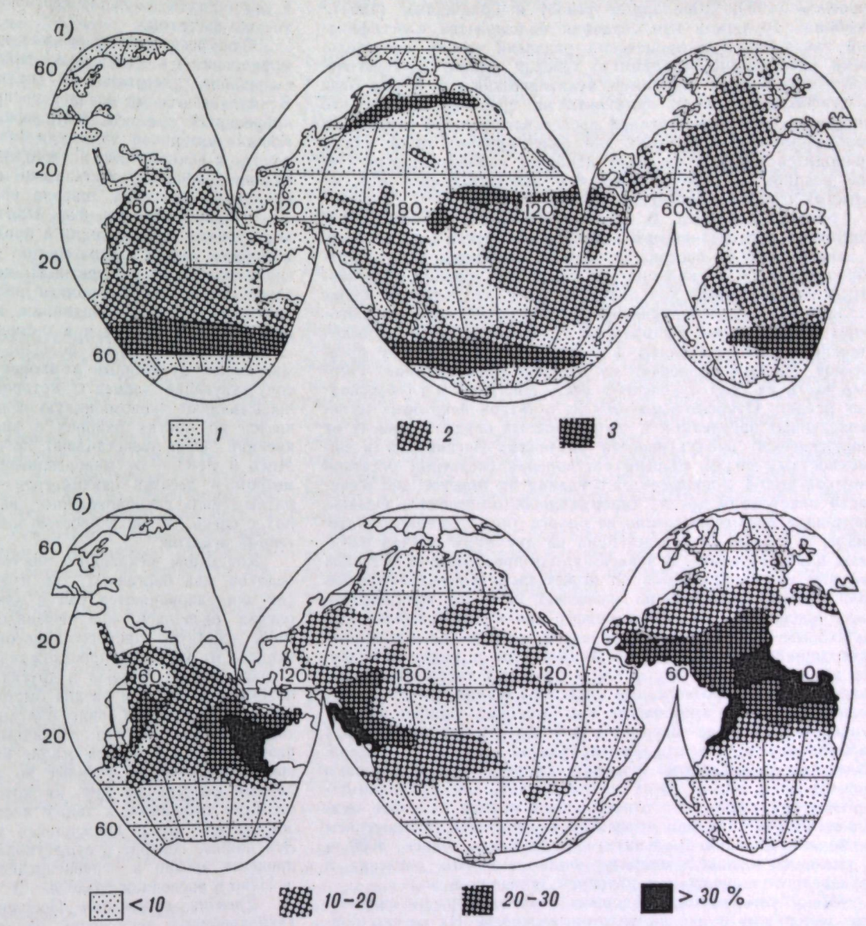
а — западное побережье Флориды; *б* — северо-западное побережье п-ова Юкатан.

глубоких ложбин. Однако, вдоль материковых окраин такое наблюдается редко. Менее важным, но интересным в геологическом отношении типом являются известковые отложения, связанные с коралловыми рифами и атоллами.[1] Обычно они встречаются на островах в центральной части океанов, где прозрачная чистая вода обогащена питательными солями и нет наносов материкового происхождения. Однако окаймляющие и барьерные рифы с сопутствующими известковыми отложениями встречаются и вдоль побережий с незначительным поступлением наносов с суши. См. *Риф.*

Тьерд Х. Ван Андель

Глубоководные осадки. Первое систематическое описание и классификацию осадков, покрывающих дно океана, дали в конце XIX в. Мюррей (1884) и Ренар (1891), использовавшие для этого свои наблюдения во время экспедиции «Челленджера» (1872—1876). В их классификации выделены два типа осадков: теригенные (осадки, принесенные с материков и отложившиеся вблизи от них) и пелагические (осадки, состоящие главным образом из мелкозернистого медленно накапливающегося материала, оседающего в самых удаленных районах океана). В состав осадков обоих типов входят биогенный и небиогенный материал, а также наносы, поступающие с суши. Таким образом, в этой классификации термин «теригенные осадки» оказывается довольно неопределенным. Однако некоторые термины, например «пелагическая красная глина», стали общеупотребительными, хотя и в несколько отличном от первоначальных определений значении. К числу

[1] Рифы имеют большое геологическое значение. Рифовые известняки широко развиты в отложениях различного возраста. часто они являются вместилищем нефти и газа. (*Прим. ред. пер.*)



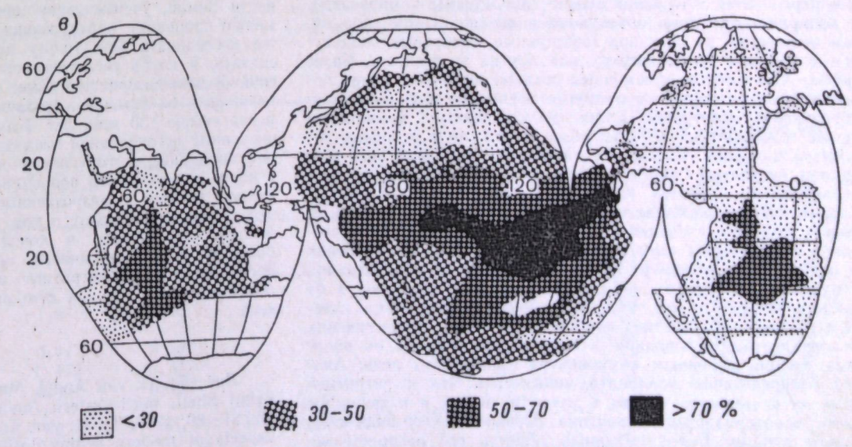


Рис. 4. Распределение глубоководных осадков.

а — основные типы осадков, согласно Свердрупу и др. (1942) и Турекиану (1964): *1* — абиогенные осадки, *2* — известковый ил, *3* — кремнистый ил; *б* — содержание каолинита; *в* — содержание монтмориллонита. Карты *б* и *в* построены согласно данным Гриффина и др. (1968) и Бискайя (1965). Концентрации указаны для частиц размерного класса менее 2 мкм без учета частиц карбоната и опала кремнезема.

наиболее широко используемых относятся классификации, предложенные Свердрупом и др. (1942), Ревеллом (1944), Кюненом (1950), Шеппардом (1963) и Голдбергом (1964).[1] Основная трудность при создании большинства классификаций заключается в проведении различий между описательными категориями (например, красная глина) и генетическими категориями (например, вулканический ил). Кроме того, классификации трудно применять на практике, потому что многие глубоководные осадки представляют собой самые разнообразные сочетания двух или более крайних типов. Ниже приводится краткое описание наиболее важных крайних типов осадков, их происхождения и некоторых факторов, от которых зависит их распределение.

Биогенные осадки. В биогенных осадках, которые образуются из остатков скелетов различных морских организмов, в зависимости от состава скелетного материала может преобладать карбонат кальция или опаловый кремнезем. Основными поставщиками карбоната кальция для глубоководных отложений являются планктонные фораминиферы, кокколитофоры и птероподы. Радиолярии, диатомовые и в меньшей степени силикофлагелляты и губки относятся к числу организмов, которые извлекают из морской воды кремний. Твердые части их тела в конечном счете попадают в глубоководные осадки. Относительное обилие остатков некоторых из перечисленных организмов в глубоководных осадках зависит от биологической продуктивности различных организмов в поверхностных водах, степени растворения скелетных остатков морской водой в процессе их оседания на морское дно и скорости накопления других типов осадочного материала. Осадки, состоящие преимущественно из одного типа биогенного материала, с учетом их консистенции на дне моря обычно называют илами (оозами). В зависимости от преобладания остатков тех или иных организмов ил может быть фораминиферовым (или глобигериновым — по названию наиболее многочисленных представителей фораминифер рода *Globigerina*), кокколитовым, птероподовым или — при наличии остатков кремнийсодержащих организмов — диатомовым и радиоляриевым. На приведенной на рис. 4 карте основных типов отложений учтены не все перечисленные виды организмов, но на ней хорошо видно, что кремниевые илы особенно широко распространены в высоких широтах и в таких высокопродуктивных районах апвеллинга, как экваториальная зона Тихого океана. Известковые илы также широко распространены под зонами апвеллинга и вдоль таких поднятий дна, как Срединно-Атлантический хребет. Их относительное обилие на более мелководных участках дна объясняется усиленным растворением карбоната кальция (кальцита) на глубинах более 4000 м в условиях низких температур воды, высокого давления и повышенного содержания двуокиси углерода в воде.

Абиогенные осадки. Содержат главным образом силикатные материалы и иногда некоторые окислы. Их можно подразделить на материалы, которые образуются на суше, а затем переносятся в глубины океана (обломочные компоненты), и материалы, которые образуются в океане in situ либо путем осаждения из раствора (аутигенные минералы), либо путем изменения вулканических или других материалов. Более грубые компоненты обломочных осадков включают кварц, полевые шпаты, амфиболы и другие распространенные породообразующие минералы. Более мелкозернистые компоненты также включают кварц и полевые шпаты, но в основном относятся к группе листоватых силикатов, известных под названием глинистых минералов, из которых наиболее распространенными являются иллит, монтмориллонит, каолинит и хлорит. Анализ распределения этих глинистых минералов позволяет получить сведения о месте их появления на континентах и в некоторых случаях выяснить способ их поступления в океан. Так, например, карта распределения концентраций каолинита с размером частиц менее 2 мкм (см. рис. 4 *б*) свидетельствует о том, что этот минерал встречается главным образом на участках глубоководного дна, прилегающих к континентам, в основном в низких широтах, где он является распространенным компонентом тропических почв. Анализ распределения коалинита показывает, что в детритной фазе он встречается только в глубоких морях и в западную часть экваториальной Атлантики переносится, по-видимому, только реками. Более обширная область его распространения — в восточной части экваториальной Атлантики — соответствует району частых пыльных бурь. Это означает, что в эту область каолинит переносится и реками, и северо-восточным пассатом.

Один из распространенных глинистых минералов — монтмориллонит — в различных районах океанского дна имеет смешанное (детритное и вулканическое) происхождение. В Атлантическом океане распределение монтмориллонита коррелирует с его относительным обилием в почвах прилегающих материков, тогда как большое количество монтмориллонита в южной части Тихого океана связано с его образованием (наряду с аутигенными минералами — цеолитами) как продукта изменения широко распространенного вулканического стекла (см. рис. 4 *в*). Причина такого изобилия осколков вулканического стекла и продуктов его изменения в южной части Тихого океана состоит в том, что они сравнительно слабо разбавлены детритными компонентами, ибо эта акватория океана имеет огромные размеры и окружена многочисленными глубокими впадинами, которые выполняют роль ловушек для движущихся в сторону моря детритных наносов.

В последнее время большое внимание привлекает окись марганца — аутигенный компонент глубоководных осадков,— сопутствующие элементы которой (главным образом медь) представляют экономическую ценность. Этот материал встречается во многих районах в виде железомарганцевых конкреций. Они представляют собой сферические пеллеты из MnO_4 и Fe_2O_3 — от микроскопических частиц до шаров диаметром в десятки сантиметров — и устилают тысячи квадратных миль глубоководного дна, главным образом в районах с очень низкой скоростью накопления биогенных и абиогенных осадков.

Концепция медленного, постепенного «выпадения» частиц осадков, как биогенных, так и абиогенных, на морское дно, где они захороняются раз и навсегда, для многих районов океана оказалась, как выяснилось, неверной. В глубинах моря действуют процессы, способные вызывать перемещение осадков от места их происхождения или поступления в океан. С материковых склонов и других поднятий дна с мутьевыми потоками в глубины океана быстро переносится огромные количества осадков в виде плотных облаков наносов. Кроме того, установлено, что глубинные течения в океане могут размывать и переносить осадки вдоль морского дна. Об этом свидетельствуют полученные во многих районах океана подводные фотографии дна, на которых видны следы ряби от размыва течениями, а также инструментальные исследования зон мутной воды, движущейся у дна (нефелоидный слой). Эти данные говорят о существовании достаточно постоянного процесса эрозии и перераспределения осадков, о чем будет сказано в последнем разделе.

Древние отложения. Поскольку широкие исследования глубоководных отложений начали проводить сравнительно недавно, а осадочные породы покрывают около $^2/_3$ поверхности Земли, ученые лишь начинают приближаться к пониманию процессов, определяющих распределение осадков. Если же исследовать всю толщу донных осадков, двигаясь, так сказать, в глубь геологического времени, трудности анализа еще больше возрастут. Уже получены образцы из толщи отложений плейстоцена, третичного периода и юры, т. е. возраста свыше 130 млн. лет. Выполненные до 1969 г. немногочисленные исследования этих древних глубоководных отложений показывают, что условия осадконакопления в те времена в корне отличались от современных.[1] Некоторые исследования Тихого океана и разрозненные данные по Атлантическому океану свидетельствуют о том, что подавляющая часть отложений, появившихся в конце мезозоя и на протяжении большей части третичного периода, имела вулканическое происхождение, а детритные источники приобрели значение гораздо позже, начиная с конца плиоцена или в плейстоцене.

Пьер Е. Бискай

Лит.: Tj. H. van Andel, Morphology and sediments of the Sahul Shelf, northwestern Australia, *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, 28: 81—89, 1965; Tj. H. van Andel and J. R. Curray, Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico and similar basins, in F. P. Shepard (ed.), *Recent Sediments, Northwestern Gulf of Mexico*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Spec. Publ., 1960; P. E. Biscaye, Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 803—832, 1965; K. O. Emery, *The Sea of Southern California*, 1960; D. B. Ericson and G. Wollin, *The Deep and the Past*, 1964; E. D. Goldberg, The oceans as a geological system, *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, 27: 7—19, 1964; J. J. Griffin, H. Windom, and E. D. Goldberg, The distribution of clay minerals in the world ocean, *Deep-Sea Res.*, 15: 433—459, 1968; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 2d ed., 1963; H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, and R. H. Fleming, *The Oceans*, 1942; K. K. Turekian, The geochemistry of the Atlantic Ocean Basin, *N. Y. Acad. Sci. Trans.*, ser. 2, 26: 312—330, 1964.

Доп. лит.: Лисицын А. П. Осадкообразование в океане.— М., 1974.— 438 с.; Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— М., 1978.— 392 с.; Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков./Под ред. И. И. Волкова.— М., 1979.— 535 с.; Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане/Под ред. П. Л. Безрукова.— М., 1970.— 425 с.

[1] Следует также упомянуть классификацию Олауссена и Бергера (1966—1974) и П. Л. Безрукова и др. (1970), причем последняя, хотя и предложена для осадков Тихого океана, является наиболее детальной (вещественно-генетической). (*Прим. ред. пер.*)

[1] В настоящее время «Гломар Челленджер» совершил уже более 60 рейсов, пробурено около 700 скважин, материал которых обработан. (*Прим. ред. пер.*)

ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Физические характеристики морских осадков, такие, как плотность и константы упругости, зависят от многих факторов. В их число входят форма, размеры и состав частиц; количество поровых вод и их характеристики; характер прилегания частиц друг к другу; степень уплотнения и цементации осадков; возраст. Относительный объем жидкости в отложениях (пористость) влияет на измеряемые физические характеристики, по-видимому, в гораздо большей степени, чем тип осадков. Это вполне понятно, поскольку плотность и константы упругости основных компонентов осадков (кремнезема, карбоната кальция, глинистых минералов) отличаются незначительно. Глубина воды практически не влияет на физические характеристики морских осадков.

Некоторые измерения физических характеристик произведены на образцах, полученных со дна океана с помощью пробоотборников или извлеченных с небольших глубин пловцами-подводниками. Такие наблюдения относятся к слою под поверхностью дна толщиной несколько десятков метров. Характеристики более глубоких слоев осадков определяют на основе измерений скорости отраженных волн, по данным о дисперсии поверхностных волн или путем измерения силы тяжести. В приведенной ниже таблице для иллюстрации указаны некоторые типичные результаты измерений, которые не должны рассматриваться как средние или наиболее вероятные значения.

Уравнения (1)—(5) устанавливают некоторые полезные взаимосвязи между измеряемыми характеристиками:

$$\rho = \rho_1\varphi + \rho_2(1-\varphi) \quad \text{(плотность)}, \tag{1}$$

$$\alpha = \sqrt{(K + {}^4/_3\mu)/\rho} \quad \text{(скорость продольных сейсмических волн)}, \tag{2}$$

$$\beta = \sqrt{\mu/\rho} \quad \text{(скорость поперечных сейсмических волн)}, \tag{3}$$

$$(\alpha/\beta)^2 = 2(1-\sigma)/(1-2\sigma), \tag{4}$$

$k = 1/C$ (модуль объемной упругости = 1/сжимаемость). (5)

Здесь ρ_1 и ρ_2 — соответственно средняя плотность жидкости и отложений, φ — пористость ($\varphi=1$ при 100 % жидкости; $\varphi=0$ при 0 % жидкости), μ — жесткость и σ — отношение Пуассона.

На основании имеющихся наблюдений можно сделать несколько общих выводов. Плотность и пористость связаны почти линейной зависимостью, и для большинства типов осадков данные наблюдений укладываются между двумя прямыми, соответствующими уравнению

$$\rho = 1{,}03 + (1{,}67 \pm 0{,}05)(1-\varphi), \tag{6}$$

где ρ в системе СГС.

При $\varphi > 0{,}6$ скорость продольных волн хорошо совпадает со значениями, предсказываемыми уравнением Вуда. Это уравнение можно получить, если в уравнение (2) подставить $\mu=0$ и $C=1/k=C_1\varphi+C_2(1-\varphi)$, где C_1 и C_2 — сжимаемость жидкости и вещества отложений соответственно. При меньших значениях пористости скорость продольных волн возрастает более резко и при $\varphi=0$ достигает предельных значений, близких к 6 км·с$^{-1}$. Отношение Пуассона изменяется примерно от 0,25 при нулевой пористости до 0,5 при $\mu=0$. Хорошее совпадение значения α с величиной, предсказываемой уравнением Вуда при $\varphi > 0{,}6$, означает, что при значениях φ, близких к 0,6, σ достигает своего верхнего предельного значения.

Измерения методом отраженных волн показывают, что скорость продольных волн в толще осадков возрастает с глубиной, причем градиент скорости составляет от 0,5 до 2,0 с$^{-1}$. Следовательно, с глубиной должны возрастать также ρ, μ, k и β, а φ и σ убывать.[1]

Джон. Е. Нейф

Лит.: E. Bullard, The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 222: 408—429, 1954; E. L. Hamilton et al., Acoustic and other physical properties of shallow-water sediments off San Diego, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 28: 1—15, 1956; A. S. Laughton, Sound propagation in compacted ocean sediments, *Geophysics*, 22: 233—260, 1957; J. E. Nafe and C. L. Drake, Variation with depth in shallow

[1] Первый слой океанской коры — неконсолидированных осадков — в глубоководной области океанов недоуплотнен по сравнению с осадочным слоем континентов, а в приконтинентальной и мелководной области мало отличается по степени уплотнения от осадочного слоя континентов. Причина этого состоит в медленной седиментации, отжиме поровых вод и высокой дисперсности частиц в первом случае и большой мощности осадков и/или цементации — во втором. Глубина воды не имеет существенного значения. (*Прим. ред. пер.*)

Результаты измерения некоторых характеристик морских осадков

Характеристика	Мелкий песок, среднее значение для 17 станций [1]	Глинистый мелкий алеврит [1]	Серая глина или алеврит [2]		Кальцисилтит (буровая грязь) [3]		Серая глина [3]	Глобигериновый ил,[4] искусственно уплотненный под давлением, МПа		
								50,21	75,31	100,42
Средний размер частиц, мм	0,19	0,02			0,01	0,01				
$\rho \cdot 10^3$ кг·м$^{-3}$	1,93	1,60	1,72	1,58	1,60	1,71	1,46	2,14	2,22	2,26
φ %	46,2	65,6	56	65	65	57	74	32	28	26
α км·с$^{-1}$	1,68	1,46			1,59	1,68	1,49	2,68	2,89	3,06
β км·с$^{-1}$								1,20	1,42	1,57
σ (отношение Пуассона)	0,44 [5]	0,50 [5]						0,37	0,34	0,32
k 10^{-12} Н·м$^{-2}$	0,472	0,342						1,13	1,25	1,38
μ 10^{-12} Н·м$^{-2}$	0,06 [6]	0,00 [6]						0,31	0,45	0,56
Теплопроводность, Вт·(м·К)$^{-1}$			1,12	0,98						
Глубина воды, м	30	30	1800	1800	4200	3000	4700			

[1] Согласно E. L. Hamilton et al., 1956.
[2] Согласно E. Bullard, 1954.
[3] Согласно G. H. Sutton et al., 1957.
[4] Согласно A. S. Laughton, 1957.
[5] Нижний предел.
[6] Верхний предел.

and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22: 523—552, 1957; C. B. Officer, Jr., A deep-sea seismic reflection profile, *Geophysics*, 20: 270—282, 1955; G. H. Sutton, H. Berckhemer, and J. E. Nafe, Physical analysis of deep sea sediments, *Geophysics*, 22: 779—821, 1957; A. B. Wood, *A Textbook of Sound*, 3d ed., 1955.

Доп. лит.: Логвиненко Н. В., Белоцерковец Ю. И. О степени уплотнения осадочного слоя океанов. Геология морей и океанов.— Тезисы докладов V Всесоюзной школы морской геологии. Т. 1. М., 1982, с. 105.

ТРАНСПОРТ НАНОСОВ И СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Реки, ледники, ветер, морские волны и течения переносят с материков и материковых окраин в океаны частицы вещества, которые попадают там в различную обстановку осадконакопления. Скорость осадконакопления можно определить по данным микропалеонтологии, измерениям радиоактивности и наблюдениям палеомагнетизма отложений.

Транспорт наносов. Частицы, образующиеся на материках в результате выветривания пород, уносятся в море реками и ручьями. Большинство этих частиц никогда не достигает глубоководного дна, так как они оседают в эстуариях, откладываются в дельтах и вблизи от них, сосредоточиваются на пляжах и в других отложениях литорали, перемещаются волнами и вдольбереговыми течениями и откладываются на внутренних участках шельфа. Некоторую часть материала размерного класса глины, особенно вблизи устьев крупных рек, подхватывают течения и уносят с шельфа. См. *Дельта, Океанография эстуариев, Процессы в прибрежной зоне.*

При низком уровне моря в ледниковые эпохи эрозии подвергались только внутренние окраины более глубоких шельфов. Внешние же их участки превращались в зону литоральных осадков. Реки, долины которых пересекали обмелевшие (осушенные) шельфы, врезались в шельфовую равнину и стекали в море прямо по материковым склонам. При потеплении климата в условиях подъема уровня моря литоральные осадки на внешнем шельфе иногда подвергались переработке, в ходе которой их более мелкие компоненты переносились волнами в сторону берега и частично включались в состав современных прибрежных осадков.

На внешние участки шельфов наносов с суши, как правило, не поступало. Поэтому здесь сохранились реликтовые литоральные отложения, отражающие прежние низкие стояния уровня моря. Некоторые шельфы в высоких широтах покрыты гляциальными отложениями: краевыми моренами, стадиальными моренами отступающих ледников или морскими ледниковыми отложениями, образовавшимися в течение ледниковых эпох плейстоцена. Эти отложения также являются реликтовыми. Исключение составляют Антарктида и Гренландия, где современные ледники оканчиваются на шельфе и айсберги уносят в море обломочный материал ледникового происхождения. На шельфах тропической зоны с температурой воды выше 18 °С часто встречаются известковые осадки, образующиеся отчасти под действием волн и течений из барьерных и окаймляющих рифов на окраине шельфа, а отчасти за счет биохимического осаждения беспозвоночными организмами — обитателями известковых рифовых отмелей. При оптимальных условиях рифы растут вверх со скоростью до 50 м за 1000 лет. См. *Гляциология, Риф.*

Осадки накапливаются на материковых склонах до тех пор, пока не произойдет оползень, который унесет их на абиссальное дно. Часто эти оползни представляют собой вращательное движение массы наносов, но иногда при смешении с водой они трансформируются в потоки ила или плотностные течения. Перенос тонкозернистого материала плотностными течениями, известными также под названием мутьевых потоков, считается основным механизмом перемещения наносов с материковых склонов на абиссальные равнины, особенно в северном полушарии. При низком стоянии уровня моря в периоды оледенения, когда реки стекали прямо по материковым склонам, плотностные течения возникали значительно чаще. Видимо, они-то и прорыли подводные каньоны, образовали огромные аллювиальные конусы в основании каньонов и создали абиссальные долины, вытянувшиеся среди естественных насыпных валов на сотни километров от континентальных окраин. См. *Мутьевые потоки, Подводный каньон.*

В последнее время все больше данных свидетельствует о том, что геострофические течения в океанах выносят в открытое море огромные количества наносов, включающих даже частицы размерного класса песка (рис. 5). Доказано, что эти течения могут вызывать эрозию отложений не только на подводных хребтах и вершинах, но и на абиссальных равнинах, а также способствовать отложению наносов за препятствиями и в подводных долинах. См. *Океанские течения.*

Большие участки дна океана, расположенные на значительном расстоянии от суши под зонами высокопродуктивных поверхностных вод, покрыты биогенными осадками, состоящими из известковых и кремниевых раковин планктонных организмов. Эти так называемые органические илы занимают свыше 60 % площади дна Мирового океана (см. рис. 4).

Значительно меньший вклад в формирование абиссальных осадков вносят пыль, глинистые частицы и вулканический пепел, перенесенные ветром с континентов, космическая пыль и микрометеориты, а также неорганические компоненты, осаждающиеся непосредственно из морской воды. Еще меньшее значение имеет биологический перенос детрита морскими млекопитающими, рыбами, птицами и водорослями.

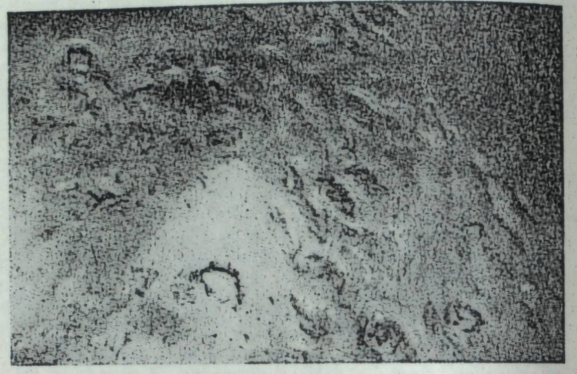


Рис. 5. Южная окраина банки Бердвуд в северной части пр. Дрейка.

Ромбовидные знаки ряби на фораминиферовом иле свидетельствуют о том, что скорость течений составляет более 1 уз; позади валунов, принесенных айсбергами, видны следы размыва ила.

Скорость осадконакопления. Первые оценки скорости осадконакопления были получены для прибрежной зоны на основе расчета скорости заполнения наносами заливов и эстуариев, а также продвижения и эрозии береговой линии. Прямые наблюдения в океане были ограничены глубинами, на которых происходило засыпание наносами таких объектов, как глубоководные кабели, которые пролежали на дне моря в течение нескольких лет. Поскольку такие объекты могли отчасти утонуть в отложениях, значения скорости осадконакопления, установленные по данным о скорости засыпания наносами, имели очень приблизительный характер.

Другие ранние попытки были связаны с определением скорости осадконакопления по кернам глубоководных отложений конца последней эпохи оледенения, индикатором которого служат чувствительные к температуре планктонные фораминиферы. Однако такие изменения климата обычно происходят в глобальном масштабе несинхронно и в тропических районах могут даже не отмечаться. Кроме того, время окончания последней эпохи оледенения удалось определить лишь недавно. В наиболее глубоких водах геологическую летопись нарушает растворение известковых раковин.

Современные методы расчета скорости осадконакопления связаны с определением временных границ в кернах глубоководных отложений на основе измерений радиоактивности и палеомагнитных данных. В случае радиоактивных определений о скорости осадконакопления судят по скорости перехода от неравновесного соотношения пар изотопов из рядов ^{238}U, ^{235}U и ^{232}Th на поверхности к равновесному в толще керна. Эти методы зависят от многих допущений, включая химическое отделение урана от тория в морской воде за счет выпадения гидроокиси тория в осадок, а также предположение об отсутствии миграции продуктов радиоактивного распада в пределах осадочной колонки. Теоретически эти методы охватывают промежуток времени до 300 000 лет т. н. В других методах используются ^{14}C, ^{10}Be, ^{26}Al или ^{31}Si, образующиеся на границе атмосферы при бомбардировке космическими лучами. Углерод-14 может использоваться только для датировки известковых отложений [1] и имеет ограниченный период полураспада. Остаточный углерод встречается в очень малых количествах, в связи с чем необходимо прибегать к сложным методам ионного обмена для измерения концентрации или к счету излучения низкой интенсивности в течение продолжительного времени.

Расчет скорости осадконакопления по данным палеомагнитной хронологии требует определения палеомагнитной полярности глубоководных отложений и корреляции этих полярностей с временной шкалой инверсий магнитного поля, созданной для лав суши. Доказано, что мелкие частицы магнитных минералов, оседая в воде, ориентируются в соответствии с магнитным полем Земли, а не просто в зависимости от гидродинамических условий, и, действуя как крохотные магниты, характеризуют поле Земли в момент их осаждения. Если ориентировка керна по вертикали известна (т. е. известно, какой конец верхний), достаточно знать направление вертикального вектора остаточного магнетизма обломочных отложений, чтобы определить, нормально ли намагничены отложения (образовались ли они во время, когда силовые линии магнитного поля Земли ориентированы так, как в настоящее время) или же они имеют обратную намагниченность (т. е. образовались в период, когда силовые линии имели противоположное направление). Поскольку моменты обращения магнитного поля Земли более или менее известны для последних 3,5 млн. лет, они обеспечивают необходимые временные метки, по которым можно определить скорость осадконакопления. Обращения магнитного поля Земли происходили в глобальном масштабе, они геологически синхронны и позволяют однозначно проводить датировку тонкозернистых глубоководных отложений в любом районе. При наличии достаточно длинных кернов можно строить карты толщины осадков, накопившихся за любой заданный палеомагнитный интервал времени. Эти карты и будут картами скорости осадконакопления.

Скорость осадконакопления на участках дельт и эстуариев достигает 50 м, на материковом склоне и у подножий — 1 м, а на абиссальном дне — от 0,01 до 2 см за 1000 лет. В прошлом эти скорости изменялись в больших пределах в зависимости от климата, тектонических движений Земли и биологической продуктивности морских вод. Наибольших значений скорость осадконакопления достигала, когда континенты и горные хребты стояли высоко, когда сток с континентов направлялся прямо на абиссальное дно (при низком стоянии уровня моря в периоды оледенения) и когда режим ветра и циркуляции морских вод обеспечивал максимальную биологическую продуктивность. Скорость осадконакопления была минимальной, когда обширные эпиконтинентальные моря затопляли континенты, когда континентальные окраины состояли из котловин или геосинклиналей, которые захватывали наносы, а также до появления известковых фораминифер в конце мезозоя. [1]

Х. Г. Гуделл

Лит.: G. Arrhenius, Pelagic sediments, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; R. A. Bagnold, Beach and nearshore processes, pt. 1: Mechanics of marine sedimentation, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; A. Cox, Geomagnetic reversals, *Science*, 163: 237—245, 1969; K. O. Emery, Organic transportation of marine sediments, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; H. G. Goodell and N. D. Watkins, The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° west to 160° east longitude, *Deep-Sea Res.*, 15: 89—112, 1968; B. G. Heezen, Turbidity currents, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; D. L. Inman and R. A. Bagnold, Beach and nearshore processes, pt. 2: Littoral processes, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963; F. F. Koczy, Age determination in sediments by natural radioactivity, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 3, 1963.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Ненарушенный разрез пелагических осадков содержит важную информацию о геофизических и природных условиях, господствовавших в период отложения осадков в недрах Земли, на дне океана, в толще океанских вод, на поверхности океана, в атмосфере, на соседних континентах и даже в космическом пространстве. Одним из основных и наиболее изученных параметров является температура. Изменения температуры как на поверхности океана, так и на дне отражены в изменениях относительного обилия раковин различных видов пелагических и бентосных организмов и в изменениях отношения $^{18}O/^{16}O$ в карбонате кальция, из которого построены раковины этих организмов. Для подобных исследований используются главным образом остатки пелагических и бентосных фораминифер, присутствующие в колонках глубоководных глобигериновых илов.

Методы исследований. Для того чтобы получить правильную летопись температуры, нужно доказать, что колонки осадков содержат непрерывную и ненарушенную стратиграфическую летопись. Это можно сделать путем сравнения различных колонок по разным параметрам, как зависящим, так и не зависящим от температуры, параллельно с абсолютной датировкой с помощью радиометрических методов и на основе отдельных микропалеонтологических событий. Согласованность этих параметров и датировки будет указывать на то, что колонки не нарушены. Имеется всего несколько колонок, характеризующих значительную часть плейстоцена и удовлетворяющих этим строгим требованиям. К их числу относятся две колонки из Карибского моря и несколько колонок из восточно-экваториальной части Тихого океана. Они изучались Аррениусом, Эмилиани и Лидтцем с помощью геохимических, изотопных и микропалеонтологических методов.

На рис. 6 и 7 представлены различные кривые, изображающие ход независимых параметров в двух колонках из центральной части Карибского моря и в двух колонках из восточной части Тихого океана. С помощью этих кривых можно сопоставить значения параметров для каждой пары колонок; в результате можно прийти к выводу о том, что та и другая пара характеризуют непрерывные и ненарушенные разрезы отложений.

Точный геохимический, изотопный и микропалеонтологический анализ этих и других ненарушенных колонок глобигериновых илов, проведенный параллельно с определениями их возраста по ^{14}C и отношению $^{231}Pa/^{230}Th$ (рис. 8), позволил обнаружить квазисинусоидальные колебания температуры с кажущейся амплитудой 9—10 °С (без поправки на гляциально-межгляциальные изменения изотопного состава морской воды) в Карибском море и Экваториальной Атлантике и средней длиной волны около 50 000 лет (см. кривые изотопного состава на рис. 6 и 8). Для построения обобщенной кривой изменения температуры (рис. 9) использованы графики относительного содержания изотопов кислорода в колонках грунта из Атлантического океана и Карибского моря и данные определения возраста по методу ^{14}C и $^{231}Pa/^{230}Th$ (наряду с допустимой экстраполяцией последних). При построении этой кривой в результаты определений по $^{18}O/^{16}O$ вносилась поправка на гляциально-межгляциальные изменения изотопного состава морской воды. Вследствие недостаточной точности этой поправки изотопные температуры нельзя рассматривать как абсолютные, но они могут служить приемлемым приближением. Обобщенная кривая температуры примерно для последних 425 000 лет содержит примерно восемь циклов температуры, имеющих, за исключением одного, который отмечался 65 000—15 000 лет т. н., почти одинаковую амплитуду.

Одни колонки из Тихого океана (например, колонка 59) обнаруживают очень четкие колебания процентного содержания карбоната, а другие — нет (например, колонка 58), что вызвано главным образом растворением карбоната после отложения осадков (см. рис. 8). Хотя мелководные пелагические виды фораминифер недостаточно обильны в этих колонках для изотопного анализа, анализ с использованием остатков более глубоководного подвида *Globigerina menardii tumida* подтвердил обратную взаимосвязь между содержанием карбоната и температурой, предсказанную Аррениусом. Таким образом, каждый карбонатный цикл в колонках из Тихого океана, по-видимому, эквивалентен температурному циклу в колонках из Атлантического океана и Карибского моря. В результате колонка 59, содержащая около девяти карбонатных циклов, должна включать отложения, возраст которых составляет примерно 440 000 лет.

Скорость накопления TiO_2 в колонке 58 при осреднении за несколько десятков тысяч лет остается почти постоянной (см. рис. 7), что свидетельствует о значительном постоянстве скорости валового осадконакопления. Поэтому, если возраст слоя в 400 см от верха колонки составляет 440 000 лет, возраст нижнего слоя колонки (991 см от верха) будет равен 1 100 000 лет.

В колонке 58 прослеживаются карбонатные циклы. В нижней части колонки при расчетном возрасте около 1 100 000 лет отмечается один из самых высоких карбонатных пиков, предположительно соответствующий сильному оледенению.

[1] А также терригенных илов, содержащих органическое вещество гумусовой и сапропелевой природы. (*Прим. ред. пер.*)

[1] Имеются также литологические методы определения скорости осадконакопления, например варво-стратиграфический метод, основанный на подсчете пар сезонных слоев (диатомового и терригенного материала), а также метод седиментационных сосудов. (*Прим. ред. пер.*)

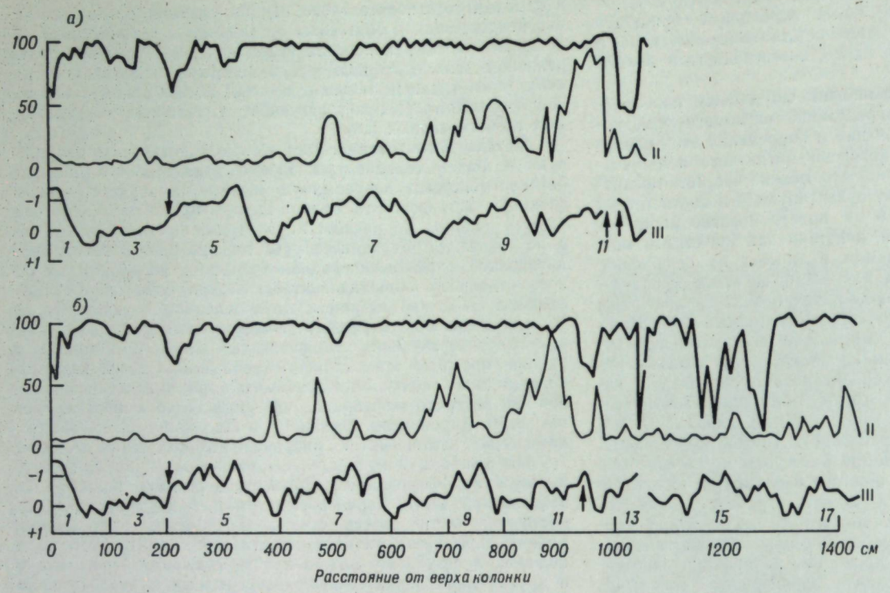


Рис. 7. Корреляция между колонкой 58 (*а*) и колонкой 59 (*б*) донных отложений из восточно-экваториальной части Тихого океана. *(Согласно C. Emiliani, Science, 154: 851—857, copyright © 1966 by the American Association for the Advancement of Science)*

A — расстояние от верха колонки (см), *B* — накопленное количество TiO_2 (мг·см$^{-2}$), *C* — $CaCO_3$ (%), *D* — относительное обилие *Pulleniatina obliquiloculata* (%), *E* — относительное обилие *Sphaeroidinella dehiscens* и *Spheroidina bulloides* (%).

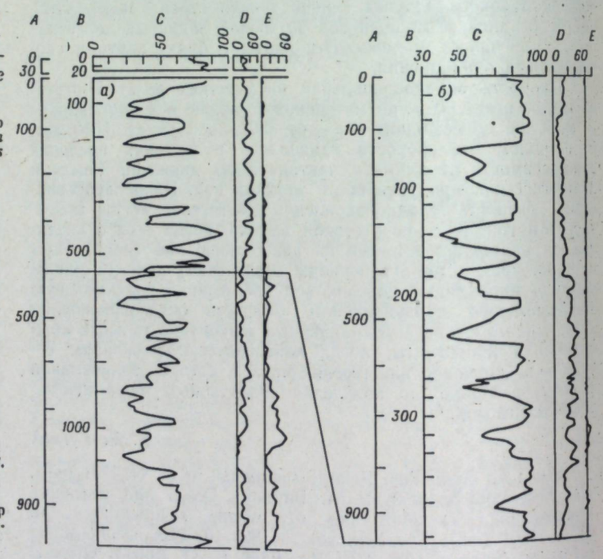


Рис. 6. Корреляции между колонками отложений P6304-8 (*а*) и P6304-9 (*б*) из Карибского моря.

Значения $\delta^{18}O$ (‰) определены по отношению к чикагскому стандарту PDB-1 ($\delta^{18}O = R/R_{ст} - 1$, где $R = {}^{18}O/{}^{16}O$). Цифры обозначают различные ярусы колонок. Стрелки, направленные вниз, указывают последнее по времени появление остатков *Globorotalia menardii flexuosa*, а стрелки, направленные вверх,— слои колонок с редкой встречаемостью *Globorotalia truncatulinoides*. *(Согласно C. Emiliani, J. Geol., 74: 109—126, 1966)* *I* — правосторонние раковины *Globorotalia truncatulinoides* (%), *II* — правосторонние раковины *Globorotalia Grassaformis* (%), *III* — $\delta^{18}O$ для пелагических фораминифер вида *Globigerinoides sacculifera*.

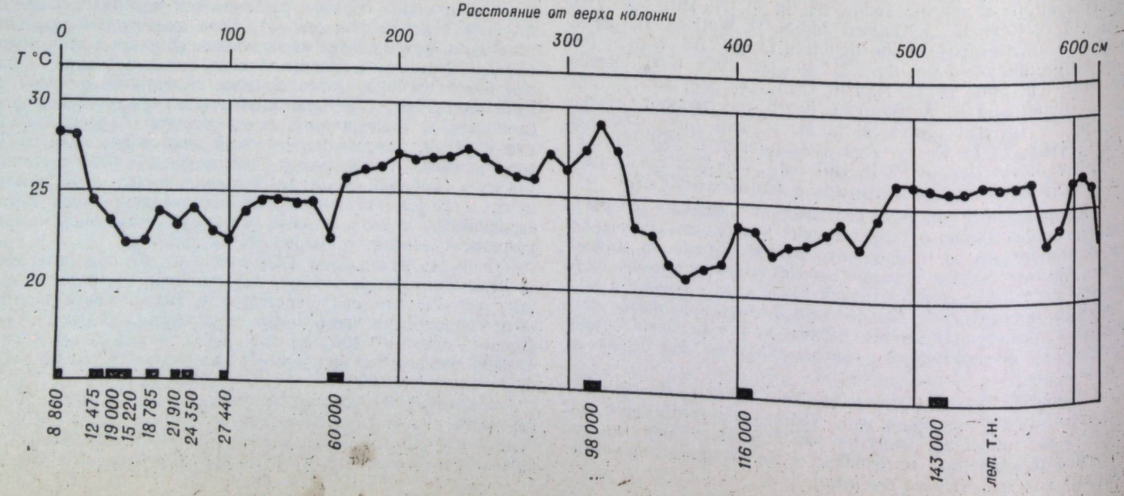


Рис. 8. Колонка отложений A254-BR-C (центральная часть Карибского моря). *(Согласно C. Emiliani, Bull. Geol. Soc. Amer., 75: 129—144, 1964)*

Палеотемпературы определены по пелагическому виду фораминифер *Globigerinoides sacculifera*. Абсолютный возраст указан согласно определениям методом ^{14}C и $^{231}Pa/^{230}Th$.

На рис. 10, согласно результатам изотопного анализа, показаны изменения температуры поверхностных и придонных вод в Экваториальной Атлантике за последний межледниковый период. Предполагая, что температура придонной воды при наступлении оледенений и потеплений в эпоху плейстоцена оставалась постоянной (а это вполне можно допустить), минимальную амплитуду изменений температуры от периода оледенения до межледникового периода можно получить в виде разности между двумя кривыми на рис. 10 (она будет равна примерно 6 °C). Это значение использовано для определения амплитуды обобщенной кривой температуры, показанной на рис. 9.

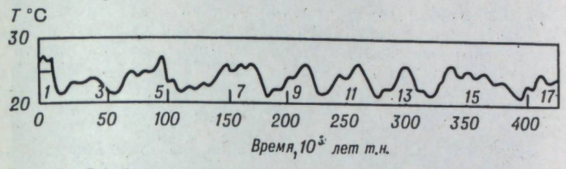


Рис. 9. Обобщенная кривая изменений температуры поверхностных вод в центральной части Карибского моря *(Согласно C. Emiliani, J. Geol., 74: 109—126, 1966)*

Цифры указывают температурные циклы.

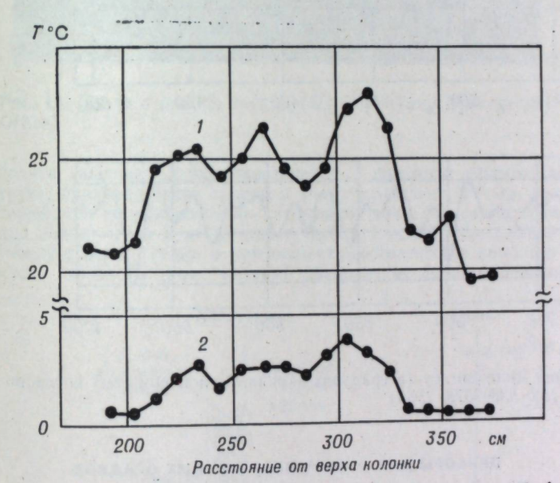


Рис. 10. Изменение температуры воды в экваториальной Атлантике за последний межледниковый период (примерно 100—70 тыс. лет т. н.). Колонка 234. *(Согласно C. Emiliani, J. Geol., 66: 264—275, 1958)*

1 — поверхность, *2* — дно.

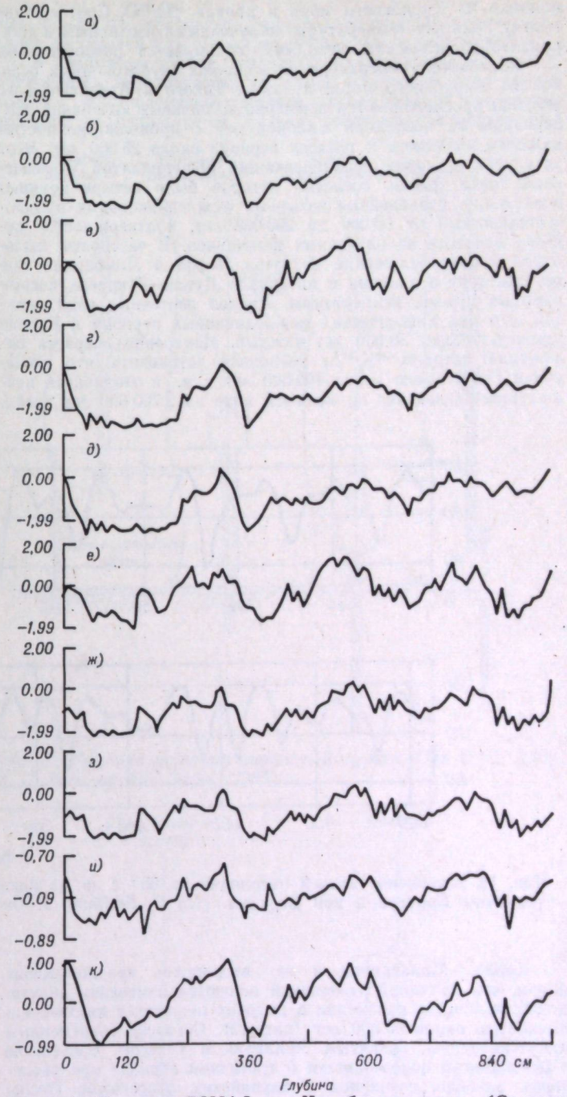


Рис. 11. Колонка P6304-8 из Карибского моря. *(Согласно L. Lidz, Science, 154: 1448—1452, copyright © 1966 by the American Association for the Advancement of Science)*

а—и — относительное обилие планктонных видов или групп видов фораминифер, показательных для теплых и холодных периодов; *к* — отношение $^{18}O/^{16}O$ для пелагического вида фораминифер *Globigerinoides triloba sacculifera*. Вертикальные шкалы (в дюймах) пропорциональны исходным микропалеонтологическим и изотопным отношениям.

	Теплый период	Холодный период
а	*Globorotalia menardii menardii, Pulleniatina obliquiloculata* и *Sphaeroidinella dehiscens*	*Globigerinoides rubra* и *Globorotalia inflata*
б	*Globorotalia menardii menardii, Pulleniatina obliquiloculata, Sphaeroidinella dehiscens*	*Globigerinoides rubra, Globorotatia inflata* и комплекс *Hastigerina*
в	*Pulleniatina obliquiloculata* и *Sphaeroidinella dehiscens*	*Globorotalia inflata*
г	*Globorotalia menardii menardii*	*Globigerinoides rubra*
д	*Globorotalia menardii menardii*	*Globigerinoides rubra* и комплекс *Hastigerina*
е	*Pulleniatina obliquiloculata Sphaeroidinella dehiscens*	Комплекс *Hastigerina*
ж	*Pulleniatina obliquiloculata* и *Sphaeroidinella dehiscens*	Комплекс *Hastigerina* и *Globogerinoides rubra*
з	*Pulleniatina obliquiloculata* и *Sphaeroidinella dehiscens*	*Globigerinoides rubra*
и	*Globigerinoides trilobra sacculifer* и *G. trilobus*	*Globigerinoides rubra*

Различные виды пелагических фораминифер обитают в различных условиях — на разных широтах и разной глубине. Из 31 вида, перечисленного Би, 22 встречаются преимущественно в тропических и субтропических районах, 5— в морях умеренной зоны и 1— в полярных районах. Большинство видов обитает вблизи поверхности, но по меньшей мере 5 видов проводит часть жизненного цикла на большой глубине. В районах со значительными сезонными изменениями температуры различные виды имеют также различные сезонные формы роста. Поэтому необходимо знать и правильно учитывать экологию и палеоэкологию видов, используемых для реконструкции хода температуры.

Шотт, Тодд и Флегер провели обширное микропалеонтологическое исследование колонок глубоководных отложений с целью определения колебаний температуры в прошлом. Они использовали классический метод регистрации относительного количества различных видов, обитающих в районах с разными диапазонами температур. Другой исследователь — Эриксон — полагался главным образом на такой, как оказалось, ненадежный показатель, как относительное обилие комплекса *Globorotalia menardii*. Микропалеонтологические методы были уточнены Лидтцем, который с целью усиления и выделения «полезного сигнала» использовал отношение численности видов или групп, обитающих в теплых и холодных водах. На рис. 11 показаны результаты для одной

колонки из Карибского моря и кривая $^{18}O/^{16}O$. Соответствие между кривыми температуры, полученными изотопным и микропалеонтологическим методами, оказывается превосходным.

Колебания температуры. В колонках глубоководных осадков из Карибского моря, а также Тихого и Атлантического океанов прослеживаются примерно 20 сильных колебаний температуры за последний миллион лет с продолжительностью каждого холодного и теплого периода около 25 000 лет. Этот результат, в корне противоречащий общепринятой классической точке зрения, согласно которой было четыре крупных оледенения, разделенные четырьмя межледниковьями продолжительностью от 60 000 до 200 000 лет, подтверждается новыми данными из различных источников. В частности, пыльцевой анализ отложений из озера Леффе в Ломбардии свидетельствует о наличии в интервале Дунай—Миндель восьми крупных циклов температуры. Анализ ленточных глин показал, что два классических межледниковых периода в Европе длились только 30 000 лет каждый. Измерения возраста отложений методом $^{40}K/^{40}Ar$ позволили установить, что оледенение Гюнц имело место 400 000 лет т. н., и отодвинуть предыдущее оледенение по меньшей мере на 2 700 000 лет назад.

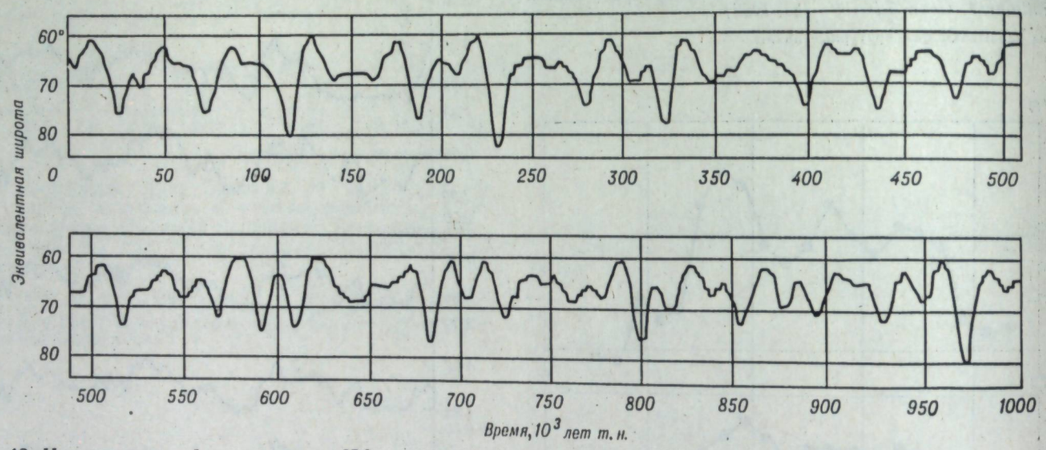


Рис. 12. Изменения летней инсоляции на 65° с. ш. за последний миллион лет (в градусах эквивалентной широты) согласно расчетам Броуэра и ван Веркома. *(Из C. Emiliani, J. Geol., 103: 538—578, 1955)*

Кролл, Миланкович и др. выдвинули предположение о том, что причиной оледенений являются изменения полугодовых количеств инсоляции в высоких широтах с квазипериодичностью около 50 000 лет (рис. 12). Согласно современным представлениям, развитым Эмилиани и Гейссом, оледенение было вызвано похолоданием в третичном периоде при увеличении альбедо, связанном с альпийским орогенезом. Последующие оледенения вызывались квазипериодическим уменьшением летней инсоляции в высоких северных широтах. Дальнейшее развитие каждого оледенения представляло собой самоподдерживающийся процесс. В конце каждого цикла оледенения в результате замерзания поверхности северной части Атлантики, эффектов запаздывания, вызванного пластическим течением ледников, поглощения тепла при таянии льда и коробления коры происходило полное отступание ледников (исключая районы Антарктиды и Гренландии). Исходя из повторяемости колебаний температуры в прошлое время, можно предсказать начало нового оледенения в пределах нескольких тысяч лет с достижением максимума примерно в 20 000 г. н. э.[1] См. *Изменение климата.*

Цезарь Эмилиани

Лит.: G. Arrhenius, Sediment cores from the east Pacific, in *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition*, 1947—1948, vol. 5, 1952; A. W. H. Bé, *Foraminifera: Families Globigerinidae and Globorotaliidae*, Conseil Perm, Intern. Explor. Mer, Fiches Ident. Zooplankton, no. 108, 1967; C. Emiliani, Isotopic paleotemperatures, *Science*, 154: 851—857, 1966; C. Emiliani, Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations, *J. Geol.*, 66: 264—275, 1958; C. Emiliani, Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A254-BR-C and CP-28, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 75: 129—144, 1964; C. Emiliani, Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, and a generalized temperature curve for the past 425,000 years, *J. Geol.*, 74: 109—126, 1966; C. Emiliani, Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63: 538—578, 1955; D. B. Ericson et al., Atlantic deep-sea sediment cores, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72: 193—286; 1961; F. L. Parker, Eastern Mediterranean Foraminifera, Reports *of the Swedish Deep-Sea Expedition*, 1947—1948, vol. 8, pp. 217—283, 1958; F. B. Phleger, F. L. Parker and J. F. Peirson, North Atlantic Foraminifera, *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition*, 1947—1948, vol. 7, fasc. 1, p. 122, 1953; W. Schott, Die Foraminiferen in dem aequatorialen Teil des Atlantischen Ozeans, *Wiss. Ergeb. Deut. Atl. Exped. "Meteor", 1925—1927*, vol. 3, pp. 43—134, 1935; R. Todd, Foraminifera from western Mediterranean deep-sea cores, *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition, 1947—1948*, vol. 8, pp. 167—215, 1958.

Доп. лит.: Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию.— 2-е изд.— Л., 1980.— 244 с.

[1] Имеется и другая тенденция — потепление в связи с увеличением CO_2 в атмосфере (парниковый эффект) в результате деятельности человека. *(Прим. ред. пер.)*

ПРИБОРЫ ДЛЯ ОТБОРА ПРОБ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Устройства для отбора проб осадков со дна океана бывают трех типов: дночерпатели, драги и грунтовые трубки. Пробоотборники типа дночерпателей с захватывающими «челюстями», которые сжимаются при натяжении троса, применяются для извлечения небольших проб грунта с поверхности дна. Обычно дночерпатели используют на мелководье, когда необходимо собрать большое количество проб за короткое время. Другое устройство — драга — в сущности представляет собой мешок, сплетенный из стальных нитей. Мешок крепят к прямоугольной раме, благодаря чему при драгировании дна он остается открытым. На раме имеются петли, к которым скобой прицепляют траловый трос и с его помощью тащат драгу по дну. Драга собирает большое количество разнообразных осадков с поверхности дна: железомарганцевые конкреции, зубы акул и камни, принесенные в море ледниками (рис. 13).

Грунтовые трубки используют для извлечения проб донных отложений в какой-либо «точке» дна. Эти устройства представляют собой стальную трубу, внутри которой находится стеклянный или пластмассовый вкладыш (его можно извлечь, не нарушая пробу). К трубе прикрепляются грузы; в нижней части трубы имеется запирающее кольцо и режущий наконечник. Количество извлекаемого грунта зависит от длины трубы, ее массы и податливости донных осадков. Небольшими грунтовыми трубками можно добывать колонки грунта длиной до 1,2 м. Трубки усовершенствованного типа имеют поршень и устройство для перевода трубки в свободное падение. Эти приспособления применяются в утяжеленных трубках, предназначенных для извлечения длинных колонок донных осадков.

Поршневая трубка. Поршневая трубка представляет собой стальной цилиндр с внутренним диаметром примерно 60 мм; она позволяет получать ненарушенную колонку осадков длиной до 20 м. Трубка врезается в дно в свободном падении с высоты примерно 5 м под действием груза массой 500—1000 кг, укрепленного на ее верхнем конце. В свободное падение трубка переводится с помощью спускового груза, прикрепленного тросом к концу спускового рычага, который при соприкосновении спускового груза с поверхностью дна поднимается и освобождает трубку (рис. 14). Соединение между тросом с судна и прибором осуществляется с помощью куска стального троса, который проходит от конца судового троса сквозь трубку к поршню, находящемуся в исходном положении в нижнем конце трубки. Длина этого куска троса подобрана так, что он начинает натягиваться, как только трубка коснется поверхности дна (рис. 15). Когда трубка проникает в осадки, поршень остается неподвижным, так как удерживается тросом от судна. При этом гидростатическое давление вне трубки оказывается достаточным, чтобы преодолеть сопротивление трения между входящей в трубку колонкой осадков и внутренними стенками трубки.

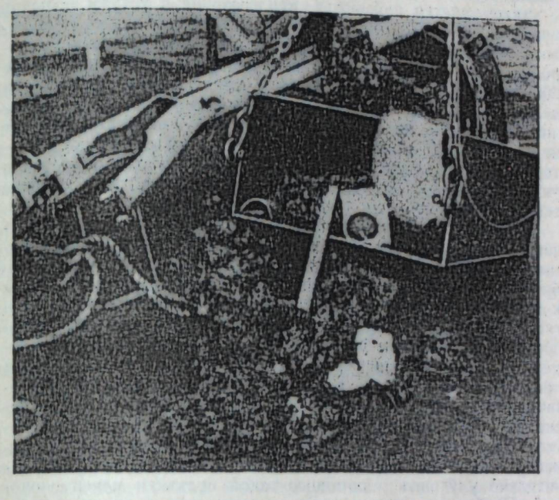


Рис. 13. Драга с пробой грунта. *(Из U. S. Navy Hydrographic Office)*

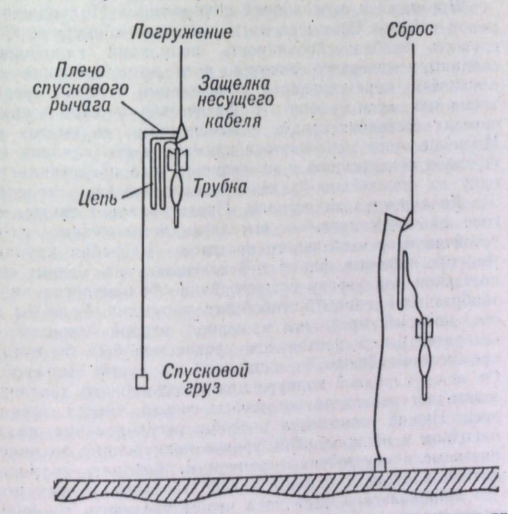


Рис. 14. Принцип действия свободно падающих грунтовых трубок. *(Из U. S. Navy H. O. Publ. no. 607, 2d ed., 1955)*

Прибор поднимается за кусок троса, прикрепленный к поршню, который задерживается за буртики в верхней части трубы. На нижнем конце трубки находится съемный стальной режущий наконечник. Сразу над ним расположено запирающее кольцо из нескольких сегментов пружинной бронзы, которое сжимается при вытаскивании трубки из отложений.

В поршневой трубке, созданной Кулленбергом (Швеция), применяется металлический вкладыш, в котором извлекается колонка. В упрощенной модели, предложенной Ивингом, вкладыш не используется, поэтому колонку приходится выталкивать из трубки с помощью банника (шомпола). Одновременно с длинной колонкой обычно берут пробную колонку длиной около 30 см. Для этого используют небольшие трубки с пластмассовыми вкладышами, прикрепляемые к спусковому грузу.

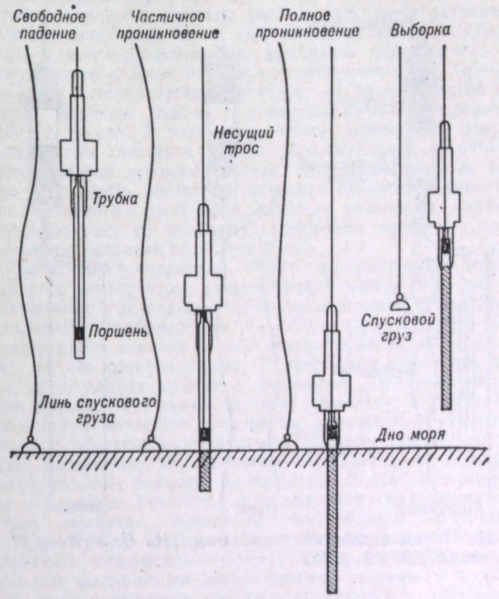


Рис. 15. Принцип действия поршневой трубки. *(Из U. S. Navy H. O. Publ. no. 607, 2d ed., 1955)*

Касание дна. При отборе проб донных осадков необходимо уловить момент касания трубкой дна, поскольку при излишке вытравленного троса на нем обычно появляются калышки. Необходимо тщательно учитывать глубину по эхолоту, угол наклона и длину вытравленного троса.

На мелководье момент касания дна можно заметить по ослаблению натяжения троса и резкому рывку блок-счетчика. На глубокой воде для определения изменения в натяжении

троса можно использовать динамометр. С этой же целью иногда применяют сигнальное устройство — дробитель. Когда трубка касается дна, он разбивает небольшой стеклянный шарик (рис. 16). Сигнал от этого «взрыва» регистрируется пером самописца эхолота или прослушивается с помощью подходящей контрольной аппаратуры.[1]

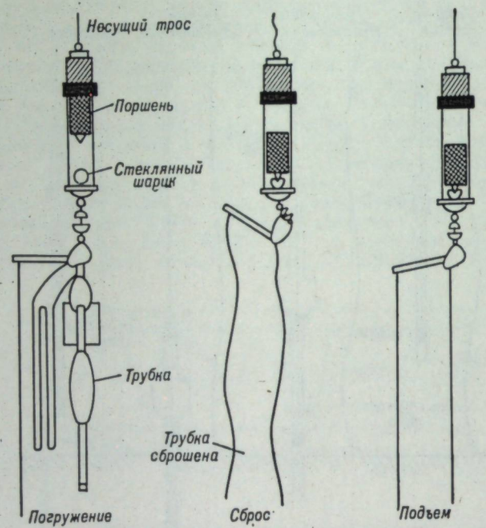


Рис. 16. Принцип действия дробителя. *(Из U. S. Navy H. O. Publ. no. 607, 2d ed., 1955)*

Дэвид Б. Эриксон

Лит.: H. Barnes, *Oceanography and Marine Biology*, vol. 14, 1976; J. B. Hersey, Acoustically monitored bottom coring, *Deep-Sea Res.*, 6: 170—172, February, 1960; *Instruction Mannual for Oceanographic Observations*, U. S. Navy H. O. Publ. no. 607, 2d ed., 1955; P. D. Komar, *Beach Processes and Sedimentation*, 1976; B. Kullenberg, The piston core sampler, *Svenska Hydrograf. Biol. Komm. Skrifter*, [3] 1(2): 1—46, 1945; D. A. McManus, A large-diameter coring device, *Deep-Sea Res.*, 12: 227—232, 1965; D. G. Moore, The freecorer: Sediment sampling without wire and winch, *J. Sediment. Petrol.*, 31: 627—630, 1961; A. F. Richards and H. W. Parker, Surface coring for sheer strength measurements, in *Proceedings of the Conference on Civil Engineering in the Oceans*, 1968; T. F. Yen, *Chemistry of Marine Sediments*, 1977.

Морские ресурсы

В океанах, покрывающих две трети поверхности Земли, содержатся огромные пищевые, энергетические и минеральные ресурсы. Косвенное же влияние океанов на самые различные стороны жизни и деятельности человека настолько велико, что его даже трудно оценить. Возможности эксплуатировать и уменьшать живые ресурсы моря столь возросли, что страны всего мира вынуждены были вступить в трудные переговоры о международном правовом режиме океанов и возникли обоснованные опасения по поводу экологического состояния океанов, их способности и дальше служить человеку.

Пищевые ресурсы. С момента окончания второй мировой войны и до 1970 г. мировой улов постепенно увеличивался, особенно улов Японии и стран Восточной Европы. Размер годового улова, по-видимому, стабилизировался на уровне примерно 60 млн. т. Еще 10, а возможно, 20 млн. т получают путем выращивания рыбы в озерах, прудах и реках, особенно в Китае и Юго-Восточной Азии. Промысел рыбы в океане ведется весьма избирательно, и 90 % всего улова обеспечиваются за счет всего лишь 1 % известных видов морских рыб. Примерно половина рыбы идет в пищу человеку, а оставшаяся часть перерабатывается в такие промышленные продукты, как мука для домашнего скота, удобрения и жиры. *См. Морское рыболовство.*

[1] Имеются также автономные трубки, при взятии пробы сбрасывающие груз и приобретающие плавучесть: всплывающие и вибропоршневые трубки. *(Прим. ред.)*

В распределении пищевых ресурсов моря отмечается определенная географическая закономерность: ими богаты восточные побережья океанов (в результате апвеллинга), высокие широты (благодаря сезонному перемешиванию и восполнению запасов питательных солей в верхних слоях океана), а также участки побережья, прилегающие к устьям больших рек. Приводятся самые разные оценки потенциально возможного улова. Оптимисты, делающие упор на техническую сторону дела, считают возможным довести годовой улов до 2000 млн. т. Скептики, знакомые с практическим положением дел на промысле, считают, что максимальный улов сохранится примерно на современном уровне. Оптимисты исходят из возможности повышения продуктивности обширных акваторий путем организации культурных хозяйств, а скептики указывают на рост организационных трудностей и обострение экологических проблем.

Виды рыб, не пользующиеся спросом. Дальнейшее увеличение размера улова в какой-то степени сдерживается, помимо природных факторов, недостаточным спросом у потребителей. В силу консервативной приверженности населения к традиционным продуктам питания не находят спроса многие незнакомые виды рыб и рыбы с названиями, вызывающими предубеждение у возможных потребителей. Но, например, те же «лошадиная макрель», «краснуха», «краб-паук» и «рыба-собака» находят хороший прием у покупателей под названиями «японская скумбрия», «морской окунь», «аляскинский королевский краб» и «налим». Сбыт кальмаров, тюленьего мяса, медуз, крабов и других недоиспользуемых или неиспользуемых видов морских животных можно было бы значительно улучшить с помощью такой практики переименований. Особенно велики запасы антарктического криля — пищи гладких (настоящих) китов. Промысел криля уже ведут несколько стран (криль используется для изготовления пищевых продуктов и кормовой муки). Заслуживают внимания также большие скопления угольных рыб и светящихся анчоусов, обитающих на больших глубинах. Такая переориентация промысла в какой-то мере противодействовала бы наметившемуся доминированию в экосистемах тех не затрагиваемых промыслом видов морских организмов, которые не пользуются спросом.

Промысел и межвидовая конкуренция. Подходящим примером влияния промысла на межвидовую конкуренцию может служить несбалансированность популяций калифорнийской сардины и северного анчоуса, хотя доминирование анчоуса в какой-то мере связано с изменениями условий среды обитания или, если говорить о физических и химических показателях состояния среды, с изменениями «климата» океана. Изучение этого меняющегося климата и его влияния на межвидовую конкуренцию и численность рыб представляет собой одну из важнейших задач океанологических исследований.

Конкуренция за ресурсы. Представляется также, что погоня за сиюминутными выгодами несовместима с целями устойчивого рентабельного промысла. Истребив крупных китов, промысловые флоты переключились на мелких китов и поставили под угрозу существование большинства видов китообразных и самого китобойного промысла. Если бы промысел, который прервался в период второй мировой войны, оставался бы на постоянном уровне или был бы чуть ниже, промысловые флоты не лишились бы своей сырьевой базы. От международной конкуренции и чрезмерного давления промысла пострадали также запасы сельди, трески, тунца и лосося. Нужно изыскивать способы регулирования на международном и национальном уровне конкуренции за явно ограниченные и неустойчивые запасы и проводить грамотную политику в области охраны и использования живых ресурсов.

Марикультура. Для того чтобы увеличить ту небольшую долю, которую морские продукты составляют в общем объеме продуктов питания человека (менее 20 % всех животных белков и примерно 1 % углеводов), в США и Японии предпринимаются большие усилия по развитию марикультуры. Выращивание рыбы и съедобных моллюсков в пресных и солоноватых водах — это, конечно, целая наука, которая создавалась на протяжении тысячелетий. В расчете на то, что в конечном счете удастся увеличить улов таких чрезмерно эксплуатируемых видов, как лосось, в США в рамках программы «Си-Грант-Колледж» проводятся исследования очень сложного процесса выращивания рыбы и моллюсков в морской воде. Япония добилась успеха в искусственном разведении прибрежных морских карасей и сериолы, угрей и лососей, а также устриц и жемчужниц, морских ушек и гребешков. В некоторых заливах Италии и Франции интенсивно разводят мидий. Природные запасы морских организмов не слишком страдают от умеренного загрязнения водной среды, а разливы нефти чаще всего не причиняют им ущерба. Однако такие явления могут полностью подорвать усилия по разведению чувствительных морских организмов. Решение задачи крупномасштабного производства морских продуктов в условиях культурного морского хозяйства заставляют по-новому подходить к решению вопросов качества среды и правовых проблем с учетом существующих способов использования прибрежной зоны.

Энергия. Человек давно стремился поставить себе на службу энергию океана. Уже не одну сотню лет разрабатываются и предлагаются различные проекты волновых и приливных энергетических установок. Раньше всего человек сумел запрячь ветер, поставив на его пути паруса. Особенно плодотворным для разработки технологии использования энергии океанов был период с середины XIX по середину XX в. В частности, была обнаружена возможность получения энергии за счет градиентов температуры морских вод. Во время второй мировой войны и в последующий период развития промысла дешевой нефти и газа многие из этих идей были преданы забвению. Осознание ограниченности запасов горючих ископаемых и введение Организацией стран — экспортеров нефти (ОПЕК) в 1973 г. эмбарго на нефть заставили промышленно развитые страны удвоить усилия по освоению дополнительных возобновимых источников энергии, включая морские.

Классификация ресурсов. Классификация морских источников энергии несколько произвольна, так как некоторые источники не являются исключительно морскими. Так, например, добыча нефти и газа в прибрежной зоне не отличается от таковой на берегу, хотя поиск и эксплуатация морских месторождений связана с бо́льшими сложностями. В настоящее время морские месторождения обеспечивают свыше 30 % всей добываемой в мире нефти и технология извлечения нефти все более совершенствуется. Япония и Англия разрабатывают подводные залежи угля, являющиеся продолжением береговых месторождений. В прибрежной зоне имеются геотермальные ресурсы, но в настоящее время они не используются, и перспективы их освоения представляются довольно туманными. Интенсивно изучаются возможности извлечения энергии биомассы в форме метана из крупных бурых водорослей. Потенциально доступен и другой богатый источник энергии в виде расщепляющихся элементов и дейтерия, которые могут обеспечивать потребности в энергии в течение 10^5 и 10^9 лет соответственно.

Строго говоря, морские источники энергии связаны с такими процессами и явлениями в океане, как течения, приливы, волны, термические градиенты, а также градиенты солености, энергетическое значение которых выяснено лишь недавно. Все эти процессы существуют за счет солнечной энергии, за исключением приливов, которые поддерживаются кинетической энергией системы Земля—Луна.

Течения. Вполне понятно, что океанские течения содержат наименьшие по величине и концентрации энергетические ресурсы. Один из проектов по использованию энергии течений заключался в установке в Гольфстриме турбин низкого давления диаметром 170 м. Однако сомнительно, чтобы подобная установка была рентабельной. Рассчитывать на эффективную работу таких установок можно только в немногих проливах с быстрыми приливными течениями, таких, как пролив Сеймор-Нарроус в Британской Колумбии и Аполима в Западном Самоа. См. *Океанские течения.*

Приливы. Для извлечения энергии приливов пригодны лишь немногие районы с высокими приливами. В настоящее время приливная электростанция (ПЭС) на р. Ранс во Франции представляет собой единственный источник промышленного значения. Начиная с 1968 г. 24 ее турбины мощностью 10 МВт каждая вырабатывают электроэнергию в таком же количестве, что и среднемощная электростанция другого типа. Приливная станция на р. Ранс постоянно усовершенствуется с целью повышения ее эффективности. Станция удачно спроектирована в техническом отношении и экономически выгодна. Приобретенный в процессе ее строительства и эксплуатации опыт учитывается при проведении новых исследований по освоению энергии приливов в Австралии, Великобритании, Канаде, Индии, СССР и США. В СССР под Мурманском построена экспериментальная ПЭС мощностью 400 кВт. Несколько небольших станций имеется в Китае. См. *Приливы.*

Волны. В Великобритании, США, Швеции и Японии ведутся интенсивные исследования по освоению энергии ветровых волн. На Британских островах, подвергающихся действию самых мощных волн Атлантики, ведутся близкие к завершению испытания лабораторных и модельных установок. Англичане надеются удовлетворять за счет этого источника до 30 % своих потребностей в электроэнергии. Волны представляют собой уникальный источник энергии, который после использования может возобновляться, так как в открытом море волны снова восстанавливает вызвавший их ветер. См. *Океанские волны.*

Градиенты солености. Энергия градиентов солености существует в водных растворах с неоднородным распределением солености. Огромные количества этой энергии рассеиваются в эстуариях крупных рек. В некоторых установках для извлечения этого вида энергии используют полупроницаемые и ионно-избирательные мембраны. Однако этот метод нуждается в значительном усовершенствовании. Один из возможных методов превращения энергии, не требующий применения мембран, сходен с термодинамическим процессом открытого цикла. В настоящее время химическая энергия морской воды считается самым дорогостоящим источником энергии. Однако огромные запасы этого вида энергии (особенно если учесть достаточно широкое распространение рассолов и месторождений соли, которые позволяют получать энергию по тому же принципу), наверняка, привлекут самое пристальное внимание исследователей.

Градиенты температуры. Идея использования энергии градиентов температуры, существующих между теплыми поверхностными и холодными глубинными водами, принадлежит французским исследователям. В 1920-е годы Джордж Клод потратил много времени и собственных средств на ее разработку, но без особого успеха. В настоящее время эта идея стала краеугольным камнем в программе США по использованию морских источников энергии, поскольку, в отличие от приливного и волнового источников, градиенты температуры позволяют обеспечить энергоснабжение при постоянной нагрузке. Кроме того, этот источник высококонцентрированной энергии обладает большим потенциалом. В Мексиканском заливе и в районе Гавайских островов предусматривается установка плавучих привязных энергоблоков мощностью 100 МВт. Проект базируется на традиционных проверенных на практике технических решениях. Ввиду необходимости непрерывной эксплуатации очень сложной системы в коррозионной среде в условиях морского обрастания и экстремальных гидрометеорологических воздействий возникает ряд труднонеразрешимых проблем.

Проблемы. Существует ряд общих проблем, характер которых не зависит от типа морских источников энергии. Основная из них — передача энергии на берег. Часто предлагается использовать косвенный способ сбора энергии на удаленных энергоблоках, например, накапливая водород в цистернах или передавая его по трубопроводам, либо с помощью таких аккумуляторов энергии, как сжатый воздух, пар, горячая вода и др. Однако тщательная оценка программы США по использованию энергии термических градиентов показывает, что в экономическом отношении выгоднее всего вырабатывать электроэнергию. В число других проблем входят коррозия металлов в соленой воде, обрастание энергоустановок морскими организмами и необходимость проведения работ в условиях бурного моря.

Воздействие на окружающую среду. Поскольку запасы энергии в отдельных источниках довольно велики по сравнению с первоначальным спросом, экологические последствия использования энергии океана будут незначительными. Определенные изменения могут произойти лишь при достаточно крупномасштабном превращении энергии — это, например, изменение климата ниже по течению от места возведения крупных электростанций, нарушение экосистем заливов и эстуариев в результате сооружения приливных бассейнов, уменьшение содержания растворенного кислорода при интенсивном использовании энергии морских волн и «закорачивание» пути переноса тепловой энергии в толще океана с нарушением термической стратификации вод при использовании энергии градиентов температуры. В связи с появлением в море новых препятствий в виде энергоустановок вероятны также конфликты в традиционных районах судоходства и рыбного промысла. Гораздо более серьезным препятствием на пути широкого освоения энергии океана является необходимость решения различных правовых вопросов. Однако возможны и некоторые выгодные побочные последствия. Так, например, подъем питательных солей в верхний слой океана на участке действия энергетических установок, извлекающих энергию градиентов температуры, и появление новых убежищ для морских организмов в виде громадных гидротехнических сооружений вызовут повышение продуктивности рыб и беспозвоночных и позволят увеличить их уловы.

Минеральные ресурсы. Стоимость годовой добычи полезных ископаемых из моря составляет 0,1 стоимости продо-

вольственных продуктов морского происхождения или добычи нефти в прибрежной зоне и 0,01 морского грузооборота в стоимостном выражении. Можно выделить две широкие категории полезных ископаемых: геологические (залегающие на морском дне или в толще донных отложений и пород) и химические (растворенные в морской воде). См. *Морской горный промысел.*

Геологические ресурсы. В последнее время в центре внимания специалистов, разрабатывающих технологию добычи морских полезных ископаемых, а также юристов, ведущих дискуссии по правовым проблемам, находятся железомарганцевые конкреции, промышленное освоение которых, однако, еще не началось. Гораздо более важный промысел — драгирование песка и гравия в качестве строительных материалов, стоимость которых составляет 1 млрд долл. в год. На Багамских островах добывают также арагонит, у берегов Австралии — монацит и диатомит [1], а у берегов Намибии—алмазы, хотя в 1971 г. этот промысел был приостановлен. На мелководных участках побережья Юго-Восточной Азии добывают олово, у берегов Флориды и Марокко обнаружены залежи фосфорных конкреций, представляющих собой ценное сырье для производства удобрений. Кроме того, некоторые твердые минералы разрабатываются методом шахтной добычи, например уголь у берегов Японии и Великобритании, и с помощью бурения, например бариты у берегов Аляски.

Сведения о распространении морских месторождений весьма скудны и разрознены. Подробно обследована примерно 0,1 % площади шельфа США. Изучаются также шельфы Европы, Юго-Восточной Азии, Японии и Южной Америки. Во многих случаях съемка выполняется частными предприятиями, которые хранят большинство полученных сведений в секрете. В периоды, когда нехватка ресурсов или перспективы экономического развития оказывают стимулирующее влияние, съемка ресурсов и технология добычи развиваются быстрыми темпами, как в случае разработки месторождений нефти, газа и железомарганцевых конкреций.

Освоению морских минеральных ресурсов в большой мере будет способствовать осуществление предпринятой по инициативе США Международной программы бурения глубоководного дна, в соответствии с которой проведено бурение и получены колонки донных пород уже примерно в 500 точках (на середину 1979 г.). Полученные данные имеют огромное значение для развития представлений о геологическом прошлом и физической динамике морского дна, а также о формировании месторождений минералов и руд.

Химические ресурсы. Из многих элементов и соединений, растворенных в морской воде и используемых морскими организмами, некоторые приобрели исключительно важное экономическое значение. В районах с большой естественной скоростью испарения путем выпаривания получают соль и магний. С помощью процесса окисления и фракционирования получают бром. Япония намеревается извлекать из воды уран. Металлы же, которые концентрируются некоторыми морскими организмами (стронций, медь, цинк, никель и ванадий), все еще не используются. Проводится также сбор некоторых морских растений, содержащих ценные соединения: это красные водоросли (содержащие агар), бурые водоросли (альгин), ирландский мох (каррагенин). Из морских организмов получают также губку, жемчуг и серую амбру. Сама морская вода перерабатывается таким образом, что становится пригодной для потребления человеком, главным образом в экономически развитых странах засушливой зоны, а также на некоторых морских судах, но крупномасштабное производство пресной воды вряд ли будет возможно из-за высокой стоимости необходимой энергии. Вместо этого изучаются возможности водоснабжения некоторых засушливых стран, таких, как Саудовская Аравия, путем доставки громадных столовых айсбергов из Антарктики. Одного айсберга средних размеров было бы достаточно, для того чтобы обеспечить всю Калифорнию водой для бытового и промышленного использования в течение года.

Остатки материальной культуры. В определенном смысле остатки древних и современных материальных культур, накопившиеся на дне моря, можно считать минеральными ресурсами. Это обработанные руды, заключенная в емкости нефть, готовые изделия и металлы, а также археологические сокровища — монеты, ювелирные изделия, предметы искусства. Развитие техники подводных операций в целях археологических исследований и спасения промышленного и военного имущества открыло доступ к местам кораблекрушений, происшедших в прошлом.

Косвенное использование морских вод. При оценке ресурсов океана часто забывают о неэкстрактивных способах использования морских вод, поскольку они не поддаются количественному учету. Речь идет о том, что океан представляет собой ценный и непреходящий ресурс во многих отношениях.

Вдохновляя как художника, так и рядового человека, море влечет к себе массу отдыхающих. Обычная «перенаселенность» побережий в какой-то мере объясняется возможностями плавания под парусом, рыбной ловли и занятий водным спортом. Кроме того, океан — это арена деятельности торгового и военного флота. Две трети всей добываемой нефти перевозится в танкерах. Прибрежные страны используют океаны как источник вод охлаждения и приемник жидких и твердых отходов. Понятно, что это, естественно, вызывает беспокойство о состоянии морской среды, особенно планируемое захоронение радиоактивных отходов в толще отложений на дне моря.

Выводы. Океан имеет огромное значение для существования жизни на Земле. Морские организмы обеспечивают примерно 1/5 всех потребляемых животных белков. Минеральные ресурсы океана позволяют решить проблему нехватки ресурсов на суше. Океан начинает отдавать часть своего громадного энергозапаса. Океан поддерживает континенты путем спрединга дна, очищает воду и воздух в ходе гидрологического цикла, влияет на общую циркуляцию атмосферы и выполняет много других функций, важных для деятельности человека. Поэтому необходимо следить за тем, чтобы неправильные действия человека в процессе освоения океана и промышленного развития не причинили бы ему ущерба и он продолжал выполнять свое назначение и оправдывать надежды, которые возлагает на него человечество.

Вальтер Р. Шмит

Лит.: Committee on Merchant Marine and Fisheries, U. S. House of Representatives, *Aquaculture*, 1977; Committee on Science and Technology, U. S. House of Representatives, *Energy from the Ocean*, 1978; J. D. Isaacs, The nature of oceanic life, *Sci. Amer.*, vol. 221, no. 3, 1969; J. D. Isaacs, The sea and man, *Explorers J.*, vol. 46, no. 4, 1968; National Research Council — National Academy of Sciences, *Priorities for Research in Marine Mining Technology*, 1977; National Research Council — National Academy of Sciences, *Supporting Papers, World Food and Nutrition Study*, vol. 1, 1977; G. L. Wick and W. R. Schmitt, Prospects for renewable energy from the sea, *Mar. Technol. Soc. J.*, vol. 11, no. 546, 1977.

Доп. лит.: Меро Дж. Минеральные богатства океана.— М., 1969.— 440 с.

Морское рыболовство [1]

Морские животные и растения используются человеком в пищу и в качестве корма для домашнего скота, представляют собой источник разнообразного органического сырья для промышленности, а любительский лов рыбы является прекрасным видом отдыха. В 1976 г. мировой улов в морях и океанах достиг максимума — 66 млн. т плюс неучтенный улов рыболовов-любителей и кустарей-одиночек, живущих рыбной ловлей. По общему мнению, при современных орудиях и методах лова мировой улов приблизился к максимуму, который составляет, видимо, несколько менее 100 млн. т. С появлением новых методов лова, которые позволят вести промысел мелких организмов, не используемых ныне по причине нерентабельности лова и переработки, мировой улов мог бы возрасти в несколько раз.

Состав морского улова. После второй мировой войны вплоть до 1967 г. мировой улов морских промысловых рыб увеличивался более чем на 6 % в год. Но в 1969 г. улов несколько снизился, а после 1970 г. средний прирост составлял всего примерно 1 % в год. Если за период 1960—1967 гг. мировой улов возрос почти на 60 % (рис. 1), то в последующие годы он увеличивался совсем незначительно. Это уменьшение темпов прироста во многом объясняется практически полным крушением перуанского анчоусного промысла, который в годы своего максимального развития обеспечивал около 20 % общего мирового улова в океане (см. рис. 1).

[1] Статья написана по данным на 1976 г. За это время произошли весьма важные изменения, касающиеся улова в целом и по отдельным государствам, а также в отношении экспорта и импорта рыбы и рыбопродуктов (см. доп. лит.). *(Прим. ред. пер.)*

[1] А также ильменит, рутил, циркон. *(Прим. ред. пер.)*

Промысел китов не отражен в этих данных, поскольку он характеризуется числом добытых китов, а не их массой (табл. 1). В 1973 г. мировой промысел китов позволил получить помимо 135 млн. л жира примерно 128 тыс. т китового мяса, 38 тыс. т муки, 6 тыс. т растворителей и 18 тыс. т других продуктов, а также 5,6 млн. ед. витамина А.

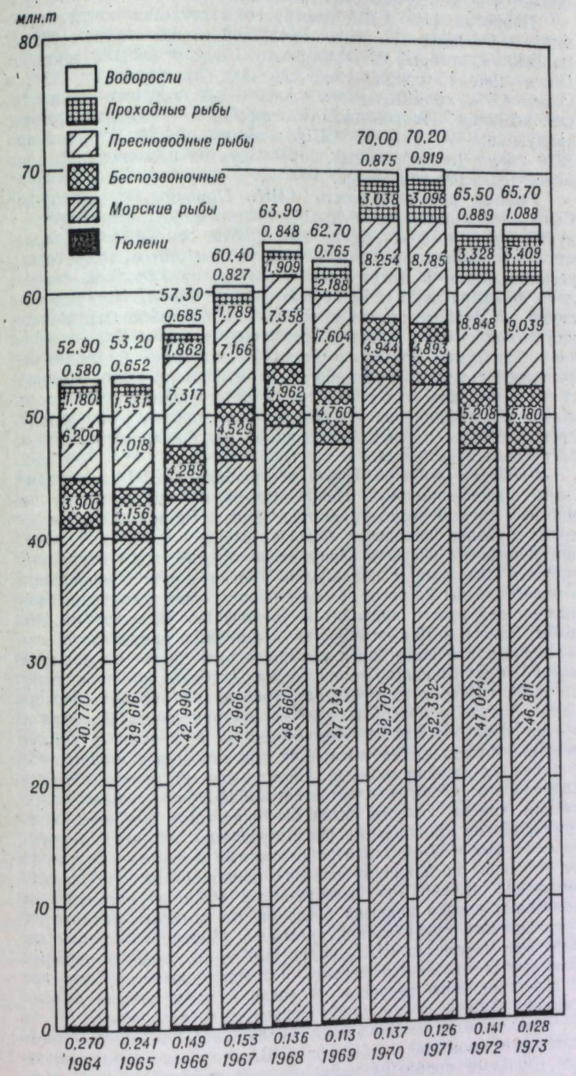


Рис. 1. Мировой улов рыбы и морских беспозвоночных. *(Из L. P. D. Gertenbach, ed., Yearbook of Fishery Statistics 1973, Food and Agriculture Organization, 1974)*

Основная часть мирового улова рыбы по-прежнему приходится на северное полушарие, но до 70-х годов возрастал также улов в южном полушарии. В конце 50-х годов к северу от экватора добывалось почти 90 % мирового улова. К 1967 г. эта доля снизилась примерно до 70 % главным образом в связи с феноменальным развитием перуанского анчоусного промысла. В результате катастрофического уменьшения уловов анчоуса в 70-е годы общий улов в южном полушарии тоже снизился. В 1975 г. доля северного полушария в мировом улове составляла 77 %. На северное полушарие приходится только 43 % всей площади океана, но здесь расположено большинство эстуариев и континентальных шельфов. Именно в этих богатых и сравнительно мелких водах сосредоточена основная часть ресурсов морских рыб, моллюсков и ракообразных.

В 1973 г. шестнадцать стран имели уловы более 1 млн. т (живой массы). Их доля в мировом улове составляла примерно 75 % (табл. 2). В конце 50-х годов США занимали по размеру улова второе место в мире, а в 1976 г.— шестое. Многие рассматривают это как свидетельство того, что США сдают позиции на мировом промысле, но, как и многие другие общепринятые мнения насчет промысла, такое представление является чрезмерно упрощенным. Общий улов США оставался в течение многих лет на одном уровне, тогда как уловы других стран возрастали. США увеличивали импорт морепродуктов — рыбы, моллюсков и ракообразных — из других стран. В то время как численность населения США составляет 7 % численности населения земного шара, там потребляется более 12 % продукции мирового морского промысла.

Таблица 1. Мировой промысел китов в 1973 г. (число добытых китов) [1]

Район промысла	Финвалы	Сейвалы и киты Брайда	Киты минке	Кашалоты	Прочие
Южное полушарие					
Антарктика [2]	1288	4392	7 713	4 927	
Тихий океан	11	19		3 227	311
Атлантический океан	1	497	650	2 363	
Индийский океан	41	10	175	3 099	1
Северное полушарие					
Тихий океан и Берингово море	460	2585		8 568	215
Атлантический и Северный Ледовитый океаны	342	139	2 445	613	10
Всего	2143	7642	10 983	22 797	537

[1] Согласно *International Whaling Statistics LXXIII*, Bureau of International Whaling Statistics, Oslo, 1974.
[2] Сезон 1973-74 гг.

Таблица 2. Улов ведущих рыбопромысловых стран [1]

Страна	Улов [2], 10^3 т		Доля в мировом улове, %	
	1976 г.	1980 г.	1976 г.	1980 г.
Япония	10 620	10 410	14,5	14,4
СССР	10 134	9 412	13,8	13,4
Китай	6 880	4 240	9,4	5,9
Перу	4 343	2 731	5,9	3,8
Норвегия	3 435	2 398	4,7	3,3
США	3 004	3 635	4,1	5,0
Южная Корея	2 407	2 091	3,3	2,9
Индия	2 400	2 423	3,3	3,4
Дания	1 912	2 027	2,6	2,8
Таиланд	1 640	1 650	2,2	2,3
Испания	1 483	1 240	2,0	1,7
Индонезия	1 448 [3]	1 853	2,0	2,6
Филиппины	1 430	1 557	1,9	2,2
Чили	1 264	2 817	1,7	3,9
Канада	1 136	1 305	1,5	1,8
Южный Вьетнам	1 014	1 013 [4]	1,4	1,4
Всего	54 550		74,3	

[1] Улов на 1976 г. согласно *Fisheries of the United States, 1977*, U. S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, C. F. S. no. 7500, 1978; на 1980 г. согласно *Yearbook of Fishery Statistics*, v. 50, 1980, FAO *(прим. ред. пер.)*.
[2] Включая массу раковин клемов, устриц, гребешков и других моллюсков.
[3] По оценке ФАО.
[4] Весь Вьетнам.

Самым примечательным событием на мировом морском промысле явились достижения Перу — страны, занимавшей в конце 50-х годов одно из заурядных мест, а в конце 60-х годов выдвинувшейся по размеру улова на первое место в мире. Последующий резкий спад этого важного промысла, базировавшегося на одном виде анчоусов, иллюстрирует свойственную большинству рыболовных запасов неустойчивость. Анчоус — собирающаяся в плотные косяки сельдеобразная рыба — обязан своей огромной численностью высокой биологической продуктивности вод Перуанского течения. Колебания уловов анчоуса связаны в основном с флуктуациями этого течения. См. *Океанские течения, Плодородие морских вод.*

Большинство морских промыслов сосредоточено в прибрежной зоне. На удалении более 100 миль (160 км) от берега добывается лишь незначительная часть мирового улова. Точно неизвестно, сколько различных видов морских организмов используется населением планеты. В официальной статистике многие виды объединяются в одну группу. Мировой улов включает несколько тысяч видов, но основную часть улова обеспечивает поразительно небольшое их число. Например, улов США на 83 % (по массе) состоит из 12 видов рыб, моллюсков и ракообразных (табл. 3). Если исключить значительную часть мирового морского улова, нерассортированную и неидентифицированную по видам (9,9 млн. т), то оставшаяся часть на 99 % будет состоять из 20 видов рыб, моллюсков, ракообразных и растений. В число восьми видов, наиболее важных по общей массе в улове 1976 г., попадают сельд, треска, ставрида, морской окунь, моллюски, тунцы, ракообразные и камбала. Они обеспечивают около 66 % улова промыслового флота.

Таблица 3. Основные виды рыб, моллюсков и ракообразных в промышленном морском улове США в 1977 г.[1]

Виды рыб, моллюсков и ракообразных	Стоимость доставленного улова[2], 10^6 долл.	Масса[3], т
Креветки (менее 10 видов)	355,2	216 207
Лососевые (5 видов)	221,8	152 245
Тунцы (5 видов)	135,8	156 593
Крабы (менее 10 видов)	202,5	180 774
Манхеден (2 вида)	68,1	814 704
Камбала	59,5	76 931
Устрицы	52,5	20 877
Клемы (менее 10 видов)	74,3	43 617
Треска	18,9	39 227
Гребешки (3 вида)	46,0	12 622
Лангусты (2 вида)	67,3	16 870
Сельди (2 вида)	11,6	70 691
Всего	1 313,5	1 801 357
Общие итоги промышленного морского лова	1 515,1	2 357 818

[1] Из *Fisheries of the United States, 1977*, U. S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, C. F. S. no. 7500, 1978.

[2] Суммы, выплаченные рыболовным командам (не выручка от продажи).

[3] Без раковин моллюсков.

Изменения на мировом промысле. До второй мировой войны немногие рыбаки отваживались заплывать в поисках рыбы далеко от родных берегов. Но тут есть ряд примечательных исключений. Рыбаков из некоторых европейских стран издавна привлекали богатые рыбой банки в районе Ньюфаундленда, Новой Шотландии и Новой Англии. В продуктивных антарктических водах велся китобойный промысел. В поисках лососей, тунцов и других рыб японские суда выходили на просторы открытого океана. Тунцеловный флот США вел промысел в водах, омывающих Центральную и Южную Америку. В период войны эта деятельность прекратилась. После войны потребность в животном белке стимулировала в некоторых странах развитие промысла в отдаленных водах. Наибольших успехов в этом направлении добились Япония и СССР. Они создали современные автономные флоты, состоящие из плавучих рыбозаводов, промысловых и транспортных судов, способных работать в любой части мирового океана. С 1938 по 1973 г. Япония более чем утроила свой улов, возросший примерно с 3,5 до 10,7 млн. т. За тот же период улов СССР увеличился в четыре раза — примерно с 1,6 до 8,6 млн. т. Почти 99 % улова Японии и 93 % улова СССР добывается в океане. По конечным итогам обе страны являются экспортерами рыбной продукции.[1]

Напротив, улов США многие годы остается почти неизменным. Он несколько возрос после войны, достигнув в 1962 г. максимума, который составил около 3 млн. т (живой массы). После 1962 г. общий улов снизился примерно на 12 %. Около 4,5 % промышленного улова США получают из пресных водоемов. По конечным итогам США — импортер рыбопродукции. В 1974 г. США импортировали примерно 2226 тыс. т (живой массы) морепродуктов и экспортировали менее 4 % этого количества.

Рыбная промышленность США. Причины, по которым США обеспечивают значительную часть спроса на морепродукты путем импорта, тогда как другие основные рыбопромысловые страны производят больше, чем потребляют сами, весьма сложны и могут быть объяснены в короткой статье лишь в общих чертах. Во-первых, нужно учесть, что при наличии в США нескольких крупных рыбопромысловых компаний бо́льшую часть улова обеспечивают многочисленные мелкие независимые предприниматели. Большинство из них конкурируют друг с другом либо на промысле, либо при закупке сырья у рыбаков. Эти секторы производственной деятельности можно классифицировать по-разному, но противоречие между промысловиком и производственным сектором обработки и распределения остается.

Проблемы рыбаков. Почти все рыбаки в США — независимые предприниматели. Некоторые из них процветают, но многие с трудом зарабатывают на жизнь. Во многих промысловых районах находится больше рыбаков и орудий лова, чем допускают ресурсы. Применение орудий лова регламентируется законами и правилами, многие орудия запрещены в целях охраны ресурсов, а избыточное количество разрешенных орудий просто приводит к увеличению расходов на лов рыбы. Запасы рыбы колеблются в широких пределах по естественным причинам: пути миграций рыб время от времени меняются. Большинство американских рыбаков не проявляют должной гибкости на промысле, требующей перемещения из одного района в другой в ответ на эти изменения. За суда и орудия лова они платят больше, чем их иностранные конкуренты. Зарубежные промысловики так или иначе щедро субсидируются государством, и значительная часть этого субсидированного улова предлагается в США по ценам более низким, чем те, которые были бы приемлемы для американских рыбаков. Зарубежные промысловики с их хорошо организованными и эффективно работающими флотами вытесняют действующих по принципу частного предпринимательства американских рыбаков из традиционных районов промысла и допускают случаи подрыва ресурсов, на которых базируется традиционный американский промысел. Многие традиционные сырьевые ресурсы в США полностью подорваны; в отношении других отмечается перелов и предпринимаются попытки к восстановлению ресурсов. В связи с этим многие американские рыбаки испытывают значительные трудности.

Большинство американцев считает, что запрещение иностранного промысла у берегов США позволило бы решить все основные проблемы национального промысла. Вероятно, Конгресс в законодательном порядке распространит национальную юрисдикцию на прибрежную зону, простирающуюся от берегов в сторону моря на 200 миль (320 км). Это позволит устранить один из источников затруднений для национального промысла, но, по всей видимости, при этом возникнут другие проблемы.[2] С расширением юрисдикции в одностороннем порядке или в соответствии с международным соглашением в центре внимания окажутся проблемы регулирования национального промысла. В условиях конкуренции со стороны иностранного промысла ряд исключительно сложных проблем национального плана оставался вне поля зрения. Многие из них назрели давно, но все еще не получили решения. Необходимо создать такое положение, при котором

[1] В 1980 г. СССР экспортировал 541 094 т, а импортировал 181 811 т рыбы и рыбопродуктов (Статистические сведения по рыбной промышленности СССР за 1976—1980 гг.— М.: МРХ СССР, ВНИРО, 1981). (*Прим. ред. пер.*)

[2] В США ввели в одностороннем порядке 200-мильную рыболовную зону в 1977 г. (*Прим. ред. пер.*)

рыболовные флоты иностранных государств не смогут не считаться с мерами по регулированию промысла.[1]

Большинство этих проблем не затронуло тунцеловный и креветочный секторы, а также некоторые другие секторы рыбной промышленности США. Одна из причин этого состоит в том, что тунцы и креветки являются в США излюбленными морскими продуктами и повышенный спрос на них позволил соответствующим секторам сохранять конкурентоспособность. Но по достижении стабилизации улова эти некогда процветающие секторы рыбной промышленности США столкнулись с рядом проблем. Япония, СССР и другие государства, ведущие промысел в удаленных районах, имели возможность увеличивать улов благодаря гибкой организации и автономности флота, позволяющей переключаться на новые ресурсы при снижении уловов в старых промысловых районах. За редкими исключениями американские рыбаки не проявляют такой гибкости.

Проблемы секторов переработки и распределения. Эти секторы рыбной промышленности США порой сталкиваются с трудностями иного рода, нежели рыбаки. Если они базируются на промысле одного единственного вида, как в случае иссякшего ныне промысла калифорнийской сардины, то испытывают колебания поставок сырья, а когда общий улов начинает снижаться, стремление сохранить капиталовложения побуждает рыбаков увеличить промысловые усилия для сохранения общего улова на определенном уровне. Такая политика почти неизбежно ведет к перелову и, возможно, к потере данной сырьевой базы. В связи с этим желательно иметь резервную сырьевую базу, к которой можно обратиться при снижении запасов промысляемого вида. Однако, к сожалению, нет двух таких видов рыб, которые вели бы себя одинаково, поэтому для рентабельного промысла другого вида рыб требуются новые методы и часто другие типы орудий лова. Получается, что пока основной сырьевой ресурс в изобилии, сектор переработки и распределения не заинтересован в освоении резервных сырьевых ресурсов; когда же основной промышленный запас иссякает, трудно найти средства для внедрения других методов лова.

Некоторые предприниматели обеспечивают стабильность поставок сырья путем импорта необходимого количества частично или полностью обработанной рыбы. В этом случае отмечается нарастающая тенденция к слиянию с крупными компаниями пищевой промышленности. Внедрение разнообразных методов переработки и использование нескольких различных источников сырья позволяет избежать многих проблем экономического характера.

Спортивный лов. Спортивный лов в океане обычно даже не упоминается при обсуждении вопросов морского рыболовства. Вероятно, это объясняется отсутствием достоверных данных об уловах рыб и малостью улова отдельного рыболова. Информацию о спортивном улове собирают с помощью опросов или вопросников, которые характеризуют весьма небольшие выборки из общего числа рыболовов. Хотя такой метод позволяет получить лишь приблизительные данные, по общему мнению, рыболовы-любители в США вылавливают много рыбы и некоторых ракообразных. Общая масса улова составляет по меньшей мере 11 % и, возможно, достигает 25—30 % общего промыслового улова США, постепенно увеличиваясь. Улов некоторых видов рыб и ракообразных столь же велик, как и промысловый улов, а иногда даже превышает его. Таким образом, морской спортивный лов представляет собой важный фактор, определяющий состояние и разляет собой важный фактор, определяющий состояние и разляет собой важный фактор, определяющий состояние и раз

зуют какой-то ресурс, решение обоюдоострых проблем достигается на основе международных соглашений.[1]

Продовольственная и сельскохозяйственная организация ООН (ФАО) в лице своего Департамента рыболовства создала ряд региональных промысловых советов и комиссий. Вступили в действие несколько международных рыболовных конвенций, посвященных единым правилам совместного промысла или специальным проблемам. Участниками некоторых конвенций являются только два государства, как, например, в случае Международной конвенции о промысле лососей в Тихом океане, заключенной между Канадой и США. Ряд конвенций заключен между несколькими государствами; так, Международная конвенция по регулированию китобойного промысла подписана 15 странами. Часто при появлении специальных проблем, например, когда одно государство ведет промысел у берегов другого, заключаются двусторонние соглашения на непродолжительный срок. Необходимость в таких соглашениях возникла в период усиления интенсивности иностранного промысла на участке континентального шельфа между мысами Код и Хаттерас. Этот район находится за пределами акватории, попадающей под действие Международной конвенции о промысле в Северо-Западной Атлантике. Хотя эти и другие международные соглашения по регулированию промысла далеки от совершенства, они оказались гораздо более эффективными при решении конфликтов и обеспечении рационального управления, чем усилия отдельных государств по регулированию морского промысла в их собственных водах.

Дж. Л. Мак Хью

Лит.: Fisheries of the United States, 1977, U. S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, C. F. S. no. 7500, 1978; Food and Agriculture Organization, *Expanding the Utilization of Marine Fishery Resources for Human Consumption*, 1976; J. A. Gulland, *The Management of Marine Fisheries*, 1974; G. Pontecorvo (ed.) *Fisheries Conflicts in the North Atlantic: Problems of Management and Jurisdiction*, 1974; *Report of the Committee on Fisheries, 9th Session, Rome, Oct. 15—22, 1974*, FAO Fisheries Rep. no. 154, 1976; B. Rothschild (ed.), *World Fisheries Policy: Multidisciplinary Views*, 1972.

Доп. лит.: Алексеев А. П. Современное состояние и тенденции развития мирового рыболовства.— Рыбное хозяйство, 1982, № 5, с. 27—30; Моисеев П. А. Некоторые перспективы использования биоресурсов Мирового океана.— Биология моря, 1981, № 3, с. 68—75; *Yearbook of Fishery Statistics*, v. 50, 1980, FAO.

Морской горный промысел

Процесс извлечения минеральных веществ из морской воды и отложений на дне моря и под ним. Разработка подводных месторождений, о которой до 1960 г. говорили лишь специалисты, привлекает все большее внимание. Постоянные упоминания о необходимости выработки национального и международного законодательства, регулирующего освоение морских минеральных ресурсов, активизация деятельности в области разведки морских месторождений полезных ископаемых, выпуск огромных морских драг нового типа для Южной Африки и стран Юго-Восточной Азии — все это свидетельствует о возникновении нового перспективного направления промышленной деятельности.

Этот внезапный интерес к ранее малоизвестному источнику минералов имеет свои причины. В связи с тем что мировой спрос на минеральное сырье растет в угрожающем темпе, большинство экономически развитых стран взяли на учет все месторождения полезных ископаемых, имеющихся на суше. Горнодобывающая промышленность поставлена перед необходимостью расширять арсенал методов поиска и освоения бедных месторождений и необычных источников руды. Соответствующие достижения в области океанологии позволили осознать значение океана как источника минералов и показали, что в ряде случаев уже имеется техника, необходимая для их освоения.

Хорошо понимая, что проникновение в океан потребует огромных капиталовложений, различные компании стремятся объединить усилия не только при поиске и разработке полезных ископаемых, но и при проведении научно-исследовательских работ. Подводная добыча полезных ископаемых позволила целому ряду нефтяных и аэрокосмических компаний расширить диапазон промышленной деятельности, вызвав тем самым неудовольствие некоторых горнодобывающих компаний. В конце 60-х годов в прибрежных районах разных стран мира изысканиями занималось свыше 80 различных организаций. В 70-е годы в центре внимания находились глубоководные месторождения, по поводу которых велись оживленные дискуссии на Третьей конференции ООН по морскому праву. Полагая, что соглашение будет достигнуто, некоторые страны, включая США и ФРГ, подготовили проект законодательства, позволяющего гражданам названных и других заинтересованных стран вести добычу конкреций, содержащих марганец, медь, никель и кобальт. В конце 70-х годов между промышленными компаниями США, Канады, Англии, ФРГ, Франции и Японии было заключено пять крупных соглашений в области испытания глубоководной техники для добычи полезных ископаемых с морского дна.

В водах океана и на его дне действительно находятся огромные запасы минерального сырья, стоимость которого составляет триллионы долларов, но освоить их непросто. Прежде чем их разработка сможет конкурировать с эксплуатацией известных ресурсов на суше, предстоит решить массу проблем в области защиты морской среды от экстремальных воздействий и создать новые образцы техники.

С точки зрения условий освоения минеральных ресурсов моря можно выделить четыре основные области их местонахождения: это сама вода, глубоководное дно, шельф и континентальный склон и, наконец, побережье. При этом вода имеет особенно большое значение не только как носитель минеральных веществ, но и в силу ее уникальных свойств как «кровли». Вода скрывает дно океана как жидкая среда, совершенно отличная от грунта или атмосферы и создающая необходимость в совершенно иных способах съемки и разведки месторождений. Постоянное и часто неистовое движение воды на поверхности в сочетании с большими глубинами создает огромные препятствия на пути к использованию обычной морской техники для освоения минеральных ресурсов.

Существуют три основных вида минеральных ресурсов моря: вещества, растворенные в морских водах; россыпные месторождения на морских пляжах, шельфе и глубоководном дне; консолидированные (массивные) отложения на дне моря. Все они перечислены в табл. 1, в которой выделены также подклассы поверхностных и погребенных месторождений. См. *Морская вода, Морская геология.*

Как и в случае месторождений суши, первыми этапами, предшествующими появлению пригодного для рынка товара, являются обнаружение месторождения, описание этого месторождения с целью оценки его размеров и возможностей эксплуатации и, наконец, его разработка, включая обогащение материала для превращения в продукт, удовлетворяющий требованиям рынка.

Разведка. Исходными условиями составления программы поисковых работ на шельфе является тщательное изучение имеющихся данных геологии шельфов и прилегающих побережий, а также экстраполяция известных металлогенических провинций на прибрежные районы. Для определения местонахождения некоторых видов минеральных ископаемых, скрытых под толстым слоем отложений, с известным успехом применяется проецирование этих провинций, характеризующихся повышенной минерализацией обычно одного преобладающего типа, на поверхность дна. Применение этого метода на шельфе, скрытом под водной толщей, позволяет на первом этапе приблизительно очертить район для проведения более интенсивного поиска. Выделенные таким способом районы можно считать потенциально рудоносными и подходящими для изучения геофизическими и другими методами.

Изучение океанологических условий иногда позволяет обнаружить районы, в которых вероятно наличие мелководных и глубоководных дутигенных залежей. Некоторые месторождения удается открыть случайно, в процессе других морских исследований.

Полевые поисковые работы, выполняемые до или после обнаружения месторождения, включают три основных элемента: эксплуатацию плавсредств, проведение геологической съемки и опробование подводных месторождений.

Эксплуатация плавсредств. Для разведки морских месторождений используются обычные морские суда, оснащенные специальным оборудованием. Расширение арсенала существующих методов, несомненно, позволило бы использовать подводные аппараты, которые, однако, еще недостаточно совершенны. Один из самых важных факторов при определении местонахождения подводного месторождения — это точная навигация. Для разработки найденной рудной залежи необходимо установить ее точные границы. Допустимая точность съемки зависит от того, на каком этапе находятся работы. Так, на первом этапе допустима ошибка в 300 м и более. Однако, установив наличие залежи в каком-то районе, максимальную ошибку в определении ее границ желательно уменьшить до 30 м. В процессе детального оконтуривания и разработки залежи максимальную ошибку можно уменьшить еще больше.

Существует ряд электронных навигационных систем, позволяющих определяться с точностью от 900 до 10 м. В различных районах мира постоянно действуют системы «Лоран», «Лорак» и «Декка». Для местного использования созданы небольшие переносные системы, обеспечивающие высокую точность определений в радиусе 30—50 миль. Что касается съемок в открытом океане, исключительные возможности для точного определения местоположения в любом районе Мирового океана открылись благодаря навигационным спутникам.

При опробовании и разработке месторождения судно необходимо удерживать над интересующим участком морского дна. Этого можно достичь путем постановки судна на несколько якорей или посредством динамической стабилизации. При работе бурового судна в волноприбойной зоне широко используется метод постановки на три якоря. Подтягиваясь к передним якорям и отдавая кормовой якорь, можно получить серию кернов вдоль разреза. Этот способ позволяет осуществлять жесткое принудительное управление судном. В случае необходимости можно прибегнуть к закреплению судна в четырех точках. Установка сразу нескольких якорей в каждой точке позволяет увеличить их держащую силу.

Динамическая стабилизация применяется при работе на более глубокой воде, где постановка на якорь может оказаться невозможной. Судно удерживается на месте с помощью вспомогательных забортных двигательно-движительных агрегатов или подруливающих устройств. Установив их в носовой и кормовой частях судна, можно добиться отличной маневренности. На глубине минимальных помех устанавливают акустический приемоответчик или привязывают систему к береговым станциям. Затем, для того чтобы удерживать расстояния постоянными, вспомогательными агрегатами управляют вручную или с помощью компьютера. См. *Подводные океанографические аппараты.*

Съемка. Для разведки полезных ископаемых в море широко используются эхолоты, приборы для построения глубинных разрезов, магнитометры, устройства для отбора проб с поверхности и из толщи донных отложений. Они используются в зависимости от характера минеральных ресурсов, являющихся предметом поиска.

Для первоначальной топографической съемки морского дна и плавания в прибрежных водах необходим эхолот, который обычно входит в стандартное судовое оборудование. Однако для съемки особенно удобны высокоточные прецизионные эхолоты.

При поиске морских россыпных месторождений тяжелых металлов из всех исследовательских приборов, пожалуй, наиболее полезен профилометр, позволяющий получать глубинные разрезы. Он относится к тому типу приборов, в которых используются отражательные характеристики акустических или ударных волн.

Сейсмические профилографы непрерывного действия представляют собой разновидность стандартных геофизических приборов, используемых для зондирования методом отраженных волн при поиске нефти. Источником энергии обычно служит взрыв, а глубина проникновения сигнала может достигать нескольких километров. В поддонных профилографах применяют самые различные источники энергии, в том числе электрические разряды, сжатый воздух, взрывы газа, акустические и электромеханические преобразователи. Зарегистрированные эхосигналы дают четкий глубинный разрез, на котором хорошо различимы тонкие слои донных отложений, очертания поверхности коренных пород, разломы и другие особенности строения дна. Теоретическая максимальная глубина проникновения сигнала зависит от продолжительности временного промежутка между импульсами и скорости волн на глубинном разрезе. При продолжительности импульса 0,5 с и средней скорости 2438 м·с$^{-1}$ она составит 610 м, причем отраженная волна будет зарегистрирована до момента излучения очередного импульса.

Глубина проникновения импульса и разрешающая способность у большинства профилирующих систем указанного типа сильно различаются. В общем высокая частота импульсов обеспечивает высокую разрешающую способность при незначительной глубине проникновения, а низкая частота — низкую разрешающую способность при большой глубине проникновения. Общий диапазон частот приходится на низкочастотный участок спектра от 150 до 300 Гц, а мощность импульсов невзрывных источников энергии находится в диапазоне 100—25 000 Дж. Выбор системы во многом зависит от требований к съемке, но для определения местоположения неглубоких россыпных месторождений на шельфе вполне пригодны малогабаритные модели с низкой энергией импульса.

С появлением протонно-прецизионных, рубидиевых и затворных магнитометров, позволяющих производить высокоточные измерения суммарного магнитного поля Земли, этот метод широко вошел в практику поисковых исследований. Стало возможным обнаруживать такие показательные для минера-

[1] III Конференция ООН по морскому праву завершила свою работу в 1982 г.; были приняты соответствующие постановления, которые должны быть ратифицированы всеми странами-участницами. (*Прим. ред. пер.*)

Таблица 1. Морские минеральные ресурсы

Растворенные	Россыпные месторождения		Консолидированные месторождения	
	поверхностные	погребенные	поверхностные	погребенные
Металлы и соли магния натрия кальция брома калия серы стронция бора урана и 30 других элементов Пресная вода	Россыпи мелководных пляжей и прибрежной зоны пески тяжелых минералов железистые пески кремниевые пески известковые пески Аутигенные отложения железомарганцевые конкреции, содержащие Co, Ni, Cu, Mn фосфоритные конкреции фосфоритные пески глауконитовые пески Отложения глубоководного дна красная глина известковый ил кремниевый ил металлоносный ил	Погребенные пляжевые и речные россыпи алмазы золото платина олово Тяжелые минералы магнетит ильменит рутил циркон лейкоксен монацит хромит шеелит вольфрамит	Выходы пластов уголь железная руда известняк Аутигенные покровы окись марганца сопряженные Co, Ni, Cu фосфорит	Рассеянные массивные, жильные или пластовые отложения уголь железо олово золото сера сульфиды металлов соли металлов

Таблица 2. Добыча минеральных соединений из морской воды

Минерал	Добывающие страны	Число предприятий	Годовое производство, тыс. т	Стоимость, млн. долл.[1]
Натрий NaCl	Во всем мире	Свыше 90	10 000	46
Магний (металл) Mg, MgO, $Mg(OH)_2$	США, Великобритания, ФРГ	2	221	156
	СССР	Свыше 25	800	532
Бром Br	Во всем мире	7	102	612
Пресная вода	Ближний Восток, Атлантический регион, США	Свыше 150	Данных нет	Данных нет
Тяжелая вода	Канада	1	То же	То же
Всего		Свыше 275		1346

[1] По данным на 1973 г.

лизации аномали, как магнитные тела, скопления намагниченных песков и некоторые особенности структуры.[1] Хотя для подводных съемок пригодны все три типа приборов, прецизионный магнитометр более чувствителен и прост в обращении, чем затворные магнитометры, а рубидиевый магнитометр настолько чувствителен, что может использоваться как градиометр не только при подводных съемках, но и при наблюдениях с поверхности.

После обнаружения рудной залежи геологическими, геофизическими или другими методами ее нужно опробовать по площади и глубине.

Опробование. Опробование месторождения полезных ископаемых включает два этапа. Во-первых, на основе рекогносцировочного или качественного опробования необходимо определить запас полезных ископаемых и сделать предварительные выводы о характере месторождения. Для исследования морских месторождений в этом случае применяют такие простые устройства, как черпачные пробоотборники, грунтовые трубки и драги-волокуши или же прибегают к услугам водолазов. Точность удержания судна на месте, которая зависит, конечно, от типа опробуемого месторождения, в этом случае не имеет решающего значения. Во-вторых, месторождение нужно достаточно подробно охарактеризовать, для того чтобы определить технологические условия добычи и оценить рентабельность его разработки. Для такого количественного опробования требуется значительно более сложное оборудование, чем для качественного опробования. Из числа существующих систем, предназначенных для поисковых работ на море, лишь немногие вполне надежны и обеспечивают необходимую точность. В отдельных случаях эту проблему удается решить путем сборки систем из имеющихся конструктивных элементов, удовлетворяющих требованиям к точности. Конкретно говоря, качественное опробование любых минеральных месторождений в прибрежной зоне можно выполнить с помощью существующего оборудования. Современное оборудование позволяет выполнять количественное опробование большинства аллювиальных отложений тяжелых минералов (плотностью до 8) на небольших глубинах (в целом до 100 м), но оно недостаточно надежно при поиске таких минералов с большой плотностью, как золото (плотность 19). Количественное опробование всех консолидированных месторождений полезных ископаемых ограничено определенными пределами.

Любая система, позволяющая получить количественные пробы, может быть использована и для качественного опробования, но во многих случаях применение более простого оборудования позволяет уменьшить и без того большие затраты.

В настоящее время имеет место тенденция к разработке полностью погруженных систем, что вызвано стремлением избежать неблагоприятного влияния факторов окружающей среды, действующих на поверхности моря. При этом нужно отметить, что проблемы, которые возникают при опробовании россыпей тяжелых минералов, связаны не только с воздействием морской среды. Здесь еще много неясных вопросов, и даже на суше точность оценки россыпных месторождений оказывается неудовлетворительной. Ощущается острая необходимость в интенсивных исследованиях в этой области.

Оценка запасов конкреций на поверхности морского дна осуществляется комбинированным способом с помощью фотографических, телевизионных или акустических изображений и опробования драгой, грунтовыми трубками либо дночерпателями, которые буксируют или прикрепляют к свободнопадающим и самостоятельно всплывающим на поверхность устройствам. Анализ конкреций проводят на борту судна.

Разработка месторождений. Несмотря на большой интерес к освоению минеральных ресурсов океана, дело пока ограничивается в основном теоретическими и поисковыми исследованиями. Объем добычи минерального сырья остается почти неизменным, и реклама явно переоценивает некоторые незначительные, хотя и не лишенные интереса достижения. Все сырье добывается из прибрежных источников: морской воды, пляжевых и прибрежных россыпей, а также из консолидированных прибрежных месторождений.

Минеральные вещества, растворенные в морской воде. Промышленные методы выделения минеральных веществ, растворенных в морской воде, ограничиваются химическим осаждением и фильтрацией солей магния и брома, выпариванием солей и производством пресной воды в небольших масштабах. В число других процессов, освоенных в лабораториях в масштабе опытно-промышленных установок, входят электролиз, электродиализ, адсорбция, ионный обмен, хелатизация, окисление, хлорирование и экстракция растворителями. Большой интерес к извлечению пресной воды из моря стимулировал проведение разнообразных дополнительных исследований по выделению минеральных соединений, но для успешного промышленного освоения этого метода необходимо продолжить разработку комбинации процессов, применяемых для каждого конкретного соединения.

Как видно из табл. 2, в промышленных масштабах из морской воды извлекаются три вида минералов или минеральных солей: натрий, магний и бром. Из них особое значение имеют осадочные соли. В Японии за счет добычи из моря потребности промышленности в них удовлетворяются почти на 100 %. США добывают из морской воды $^3/_4$ всего количества магния, используемого в стране, а объем производства пресной воды сравнялся с объемом производства брома.

Россыпные месторождения. Включают все россыпные минералы, находящиеся на поверхности дна и в толще донных отложений, а также аутигенные месторождения, встречающиеся на средних и больших глубинах.

Разработка россыпных месторождений получила широкую рекламу в связи с очевидным значением железомарганцевых конкреций как источника марганца, меди, никеля и кобальта и появлением в конце 60-х годов волнующих сообщений о промысле алмазов у берегов юго-западной Африки. Несмотря на то что в настоящее время эти конкреции никто не добывает, а морской промысел алмазов был прекращен, россыпные месторождения выдавались в течение ряда лет за важный источник полезных ископаемых, разрабатываемых в прибрежной зоне.

Пока не предлагалось и не использовалось никаких методов извлечения, кроме обычных, а именно драгирования с помощью драг-волокуш, дночерпателей, многоковшовых и гидравлических драг и эрлифтов. Все эти устройства (рис. 1) использовались на глубинах, не превышающих 60 м. В настоящее время создаются гидравлические драги для выемки отложений с глубины 90 м. Проникновение на гораздо большие глубины, по-видимому, не представляет непреодолимых технических трудностей.

[1] *Метод капаметрии. (Прим. ред. пер.)*

Таблица 3. Добыча полезных ископаемых из россыпных месторождений

Минерал	Место добычи	Число предприятий	Годовое производство	Стоимость, млн. долл.
Алмазы	Юго-западная Африка	1	170 000 м³	8,9
Золото	Аляска	1	—	—
Пески тяжелых минералов	Северная Америка, Европа, Юго-западная Африка, Австралия	15	1 307 000 т	13,1
Железистые пески	Япония	3	36 000 т	3,6
Оловянные пески (концентраты)	Юго-Восточная Азия, Великобритания	4	10 000 т	24,2
Ракушечник	США, Исландия	9	15 300 000 м³	30,0
Песок и гравий	Англия, США	38	76 500 000 м³	100
Всего		71		179,8

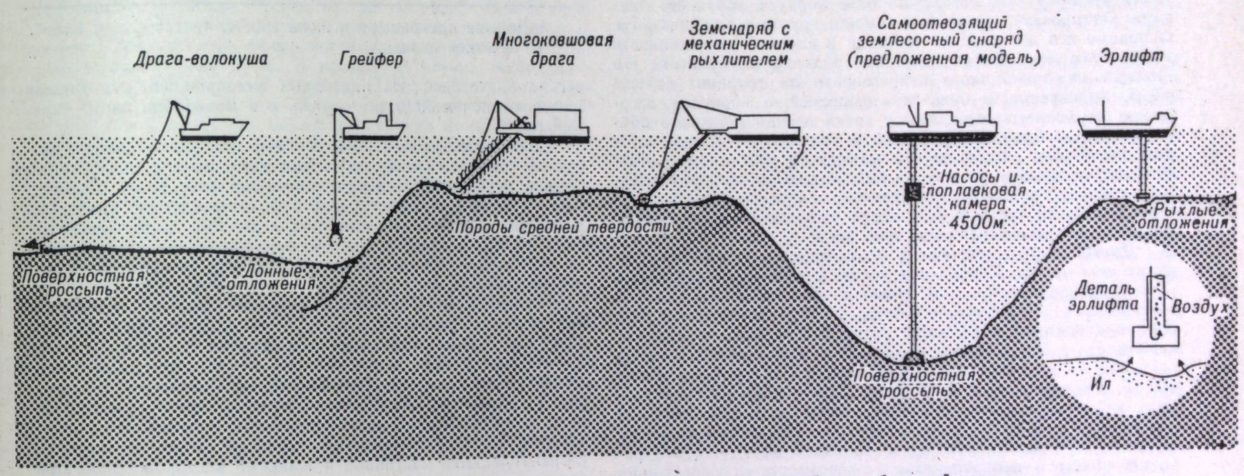


Рис. 1. Методы драгирования, применяемые при разработке россыпных месторождений в прибрежной зоне.

В 70-е годы действовало более 70 драгирующих предприятий, добывающих самые различные ископаемые, такие, как алмазы, золото, тяжелые минералы, железо, олово, известняк, песок и гравий (табл. 3). Самый важный из этих видов сырья является наименее экзотичным: 60 % мировой добычи из россыпных месторождений или примерно 100 млн. долл. в год обеспечивает извлечение песка и гравия. Другую важную статью в мировом производстве представляет собой добыча тяжелых минералов (ильменита, рутила и циркона), главным образом в Австралии, и олова в Таиланде и Индонезии, на которые приходится 10 % мировой добычи олова.

Рентабельность этих промыслов зависит от многих условий. В табл. 4 сравнивается производительность драгирования и расходы по добыче типичных полезных ископаемых на побережье и в прибрежной зоне. Огромный разброс значений расходов по добыче полезных ископаемых в прибрежной зоне является показательным для воздействия различных природных факторов. В целом можно считать, что в прибрежной зоне промысел обходится дороже, чем на побережье.

Таблица 4. Производительность и затраты на добычу для типичных драгирующих предприятий (1967 г.)[1]

Район	Производительность, $м^3 \cdot мес^{-1}$	Затраты, долл. $\cdot м^{-3}$
Побережье	75 000—350 000	0,10—0,33
Прибрежная зона	2 000—250 000	0,20—97,5

[1] Разброс значений в указанных пределах определяется характеристиками добычных установок.

Значительный интерес представляет деятельность «Марин диаманд корпорейшн». Первое экспериментальное драгирование было осуществлено в 1961 г. с переоборудованного буксирного судна «Эмерсон-К», на котором установили 203-мм эрлифт. Масштабы деятельности расширялись до 1963 г., когда на промысле были заняты 3 добычных судна, оборудованные воздушно-водяными или водо-водяными всасывающими подъемниками, 11 вспомогательных судов и 2 самолета. Из 246 000 $м^3$ гравия в тот год было добыто алмазов на сумму 1,7 млн. долларов. Затраты по промыслу составили 3,05 долл. на 1 $м^3$, что дает прибыль примерно 4 долл. на 1 $м^3$. Вследствие возникших непредвиденных проблем, включая жестокие шторма, производственные трудности и потерю одного добычного судна, прибыли уменьшились и произошла смена руководства компании. Как сообщала компания, в 1965 г. (по данным на 30 июня) убытки от основной деятельности составляли 2,64 долл. на 1 $м^3$ при обработке 168 000 $м^3$ гравия по цене 36,6 долл. за 1 $м^3$.

Производственная деятельность «Марин диаманд корпорейшн» отличалась значительной нестабильностью. Судно «Диаманткус» с расчетной производительностью 5350 $м^3 \cdot ч^{-1}$ было признано нерентабельным уже через 30 месяцев работы. В 1968 г. работали только два добычных судна — «Бадж-3» и «Колпонтун», бывшие трубоукладочные баржи с комбинированным оборудованием из эрлифтов и землесосов. Третье более крупное судно «Помона» — землесос с несколькими всасывающими трубами — было спущено на воду в марте 1967 г., но повреждено штормом уже при первом испытании. Технические сложности достаточно полного извлечения алмазов усугублялись тем, что поверхность коренных пород является исключительно неровной. В мае 1971 г. промысел был прекращен, хотя многие большие районы остались необследованными.

Либеральные законы о морских приисках, введенные в 1962 г. в штате Аляска, способствовали оживлению поисковых исследований, особенно в районе Нома. В 1968 г. на подводных гравийных отложениях в 60 милях к востоку от Нома пытались вести промысел золота с помощью 508-мм эжекционного земснаряда, однако сведений об объеме добычи не сообщалось.

Свыше 70 % мировой добычи тяжелых минералов обеспечивает промысел на участках отложений пляжевых песков у берегов Австралии, Шри-Ланки и Индии. Здесь используются только два мореходных земснаряда. Добычные единицы представляют собой в основном землесосные снаряды или канатные скребковые экскаваторы, смонтированные на понтонах с отдельными промывочными установками.

Для добычи железистого песка со дна залива Ариакэ с глубины 15 м японская фирма «Ямата айрон энд стил» использовала смонтированный на барже грейфер с объемом ковша 8 м³ и землесос с механическим разрыхлителем. В 1966 г. промысел был полностью прекращен по причине, как сообщалось, неточного определения запасов и больших расходов по добыче.

Проводилось интересное сопоставление грейферного землечерпательного снаряда из Аокам-Тин и многоковшового земснаряда из Тонгка-Харбор, работающих на одном и том же морском прииске у берегов Таиланда. В порядке эксперимента грейфер был создан на базе корпуса нефтяного танкера. Он проектировался для выемки грунта с глубины 65 м. Основные его достоинства состояли в высокой маневренности и хороших мореходных качествах. Однако на практике его никогда не приходилось использовать на глубинах больше 43 м, маневренность оказалась излишней, а корпус — совершенно неудовлетворительным с точки зрения полезного объема. Хотя грейфер мог работать в условиях волнения, которые исключали использование ковшового земснаряда, коэффициент добычливости у него был низким, а эксплуатационные расходы оказались значительно выше, чем ожидалось. Он проработал всего 9 лет, после чего вместо него начали использовать многоковшовый земснаряд.

Другой крупный прииск у о-вов Банка и Биллитон находится в ведении Управления шахт и рудников Индонезии. Драгирование ведется в 3 милях от берега. В этом районе преобладает маловетреная погода, но случаются и штормы, во время которых приходится прерывать работу и принимать необходимые меры предосторожности, не требующиеся на берегу. На приске занято 12 драг, одна из которых — «Биллитон-1», построенная в 1979 г., — представляет собой самый большой в мире многоковшовый земснаряд с максимальной глубиной черпания до 45 м. Драга предназначена для извлечения и переработки 500 000 м³ грунта в месяц (за 600 рабочих часов) и производства, в зависимости от содержания руды в донных отложениях, более 1500 т олова в год. Драга работает в 15 милях от берега.

Ракушечник добывают в качестве сырья для изготовления портландцемента. На двух приисках у побережья США — в заливе Сан-Франциско и у берегов Луизианы — промысел ракушек устриц на глубине 10—25 м ведется с помощью земснарядов с механическими разрыхлителями с диаметром всасывающей трубы 410—460 мм, созданными на базе барж. Исландский государственный цементный завод в Акранесе использует для добычи ракушечника с глубины 40 м землесос с диаметром трубы 610 мм, смонтированный на базе судна длиной 45 м.

В Великобритании для разработки отложений песка и гравия применяют самоотвозящие дноуглубительные снаряды. Чаще всего используются самоходные землесосы с диаметром трубы до 965 мм, созданные на базе морских грунтоотвозящих барж. В США аналогичные отложения разрабатывают с помощью землесосов такого же типа. Вынутый песок используют для портового строительства и благоустройства пляжей. На некоторых песчаных промыслах для извлечения материала из зоны прибоя или за ее пределами применяют канатные скребковые экскаваторы, устанавливаемые на берегу.

Для разработок донных отложений на глубинах более 4500 м испытывались системы, включающие эрлифт и гидравлические всасывающие подъемники, а также канатные скребковые экскаваторы непрерывного действия (системы CLB), буксируемые надводными судами. В системе другого типа использовалось собирающее устройство, движущееся по дну. Все проведенные в 70-х годах испытания выполнялись на опытных установках в масштабе 1 : 5, рассчитанных на добычу 1—3 млн. т донных отложений в год.

Консолидированные месторождения. Разработка минеральных ресурсов, распространенных в третьей и последней форме — консолидированных отложений,— имеет столь же продолжительную историю, что и освоение минеральных ресурсов, находящихся в морской воде в растворе или существующих в форме россыпных месторождений. Приведенные в табл. 5 данные показывают, что объем добычи полезных ископаемых, особенно угля, из погребенных месторождений

Таблица 5. Объем добычи полезных ископаемых из морских консолидированных отложений

Минерал	Добывающие страны	Число предприятий	Годовое производство, тыс. т	Стоимость, млн. долл.
Железная руда	Финляндия, Канада (Ньюфаундленд) [1]	2	1 700	17
Уголь	США (Новая Шотландия), Тайвань, Англия, Япония, Турция	57	33 500	335
Сера	США	1	600 [2]	15
Всего		60		367

[1] Добыча прекращена в июне 1966 г.
[2] Расчетное значение.

весьма значителен. Из подводных месторождений в Японии добывают почти 30 % всего угля, а в Великобритании — чуть меньше 10 %.

Дополнительные затраты связаны главным образом с разведкой месторождений, тогда как извлечение и переработка обычно осуществляются традиционными способами. При подготовке к эксплуатации серного месторождения Гранд-Айл у берегов Луизианы 8 млн. долл. (из 20) было израсходовано именно в связи с тем, что месторождение находится не на берегу, а в прибрежной зоне. Несомненно, что при освоении подводных месторождений расходы должны быть, как правило, больше. С другой стороны, вероятность обнаружения доступных и богатых месторождений в прибрежной зоне на первых этапах будет выше, чем на суше.

На рис. 2 показаны некоторые методы разработки подводных месторождений. При разработке большинства пластовых месторождений, простирающихся в море от участка береговых выработок, на суше пробивается ствол шахты, от которого в море ведет подземный тоннель. Таким же способом разрабатываются массивные и жильные месторождения. Проходка ведется обычными методами, однако особое внимание уделяется состоянию кровли. Вблизи от берега и на мелководье ствол шахты ведут с искусственного острова, который создают, намывая отложения с морского дна или транспортируя насыпной грунт по эстакадам. Ствол сквозь остров ведут с обычными предосторожностями против несвязного, пропитанного водой грунта, а последующую проходку подготовительных выработок и разработку месторождения осуществляют традиционными способами. Такой метод находит применение и при бурении на нефть. Бурение в прибрежной зоне для разработки погребенных месторождений используют только при добыче серы, но этот метод вполне пригоден и для добычи других растворимых минералов. Широко используются методы бурения на нефть со стационарных платформ, которые возводят на вбитых в морское дно сваях, или с плавучих буровых вышек.

В табл. 6 приведены данные об объеме морской добычи полезных ископаемых, который оценивается в 1,9 млрд. долл. в год. Хотя это составляет небольшую долю стоимости всех добываемых в мире полезных ископаемых (700 млрд. долл.),

Таблица 6. Данные о добыче полезных ископаемых в море

Тип	Минералы	Число предприятий	Стоимость ежегодной добычи, млн. долл.
Растворенные минеральные вещества	Натрий, магний, кальций, бром	Свыше 275	1346
Россыпные месторождения	Алмазы, золото, тяжелые минералы, железо, олово, ракушечник, песок и гравий	71	179,8
Консолидированные месторождения	Железная руда, уголь, сера	60	367,0

десятых долей паскаля и зависит от природы поверхности и характера движения в примыкающих слоях воздуха. О влиянии напряжения трения на океанские течения и волны см. *Океанские течения, Океанские волны, Напряжение трения над морем.*

Напряжение трения в приземном слое. Скорость движения воздуха на высоте нескольких сотен метров намного больше, чем у земной поверхности. Вследствие этого у поверхности существует значительный сдвиг скорости ветра, который обусловливает сильную турбулентность и большое напряжение трения. Образующиеся в этом слое турбулентные вихри имеют характерные размеры порядка нескольких сотен метров.

Влияние турбулентной вязкости на перенос количества движения от слоя к слою при благоприятных обстоятельствах в 10^6 раз превышает влияние обычной молекулярной вязкости. Турбулентные напряжения, возникающие на разных уровнях, оказывают косвенное влияние на напряжение трения у Земли, способствуя переносу больших количеств движения из вышележащих слоев вниз — к слоям, примыкающим к поверхности Земли. Осредненный по всей поверхности Земли за достаточно большой период времени вращательный момент, создаваемый поверхностным напряжением трения, должен быть равен нулю. В противном случае несбалансированность вращательных моментов Земли и атмосферы привела бы к изменению как скорости вращения Земли вокруг ее оси, так и характера общей циркуляции атмосферы. Действительно, момент количества движения, приобретаемый атмосферой в районах восточных воздушных течений, компенсируется потерей момента количества движения в районах западного переноса, так что средний вращательный момент, возникающий за счет трения у поверхности, в самом деле оказывается примерно равным нулю. Среднее значение напряжения трения у поверхности, конечно, не равно нулю. Оно определяет среднюю скорость расхода кинетической энергии ветра на преодоление поверхностного трения.

Давление ветра. Сила, с которой ветер действует на единицу поверхности твердого тела, расположенной перпендикулярно к направлению вектора скорости. В отличие от напряжения трения давление ветра определяется разностью давлений на подветренной и наветренной поверхностях рассматриваемого тела. Давление ветра оказывается весьма существенным, когда скорости ветра велики. См. *Ветер, Метеорология.*

Фредерик Сандерс

Лит.: S. L. Hess, *Introduction to Theoretical Meteorology*, 1959; S. Petterssen, *Weather Analysis and Forecasting*, 2d ed., vol. I, 1956; P. Sachs, *Wind Forces in Engineering*, 1977.

Напряжение трения над морем

Сила трения, или тангенциальная сила, воздействия ветра на морскую поверхность, выражается в мкН·м$^{-2}$; обычно представляет собой среднюю силу трения, отнесенную к некоторой достаточно большой поверхности (порядка нескольких квадратных километров), покрытой волнами различных типов. Напряжение трения обычно связывают со средней по времени и пространству скоростью ветра вблизи морской поверхности (например, на высоте 10 м над средним уровнем моря).

Над твердой поверхностью суши трение меняется пропорционально квадрату скорости ветра и выражается в соответствии с законами аэродинамики следующей формулой:

$$\tau = C_D \rho v^2,$$

где τ — напряжение трения, ρ — плотность воздуха, v — скорость ветра на заданной высоте, например на высоте 10 м. Для каждой поверхности, геометрические свойства (шероховатость) которой определены, величина C_D при условии отсутствия вертикального градиента плотности является константой, называемой коэффициентом сопротивления. См. *Напряжение трения.*

Над водной поверхностью коэффициент сопротивления определяется таким же образом, но поскольку геометрия поверхности меняется при изменении скорости ветра, величина C_D считается переменной. Коэффициент трения над морем — важная характеристика, используемая как в метеорологии, так и в океанологии, поскольку она устанавливает связь между скоростью ветра и силой трения. Сила трения генерирует волны в океане, обусловливает образование океанских течений и определяет характерный масштаб турбулентных движений, обеспечивающих перенос тепла и водяного пара от океана в атмосферу, за счет которого в атмосферу поступает энергия, необходимая для образования облаков и синоптических систем. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Общая циркуляция атмосферы, Океанские волны, Океанские течения.*

Методы измерения. Для измерения силы ветрового трения над морем существует много методов; четыре из них являются основными. Первый метод предполагает получение информации об изменении наклона уровня замкнутых водных пространств. Когда ветер дует над озером, поверхность приобретает наклон за счет нагона воды к подветренному берегу водоема. Измерения среднего наклона, порядок которого составляет 10^{-6}, дают возможность оценить силу ветрового трения. При этом существуют теоретические трудности, связанные с краевыми эффектами, но основные проблемы возникают при организации натурных наблюдений: необходимо выполнение стационарных условий; и хотя поверхностные волны могут быть отфильтрованы для обеспечения требуемой точности наблюдений, часто бывает трудно выделить длиннопериодные осцилляции всей массы воды (так называемые сейши).

Второй метод требует привлечения измерений профиля средней скорости ветра в слое толщиной несколько метров над уровнем моря. Когда воздух и вода имеют одинаковую температуру, скорость ветра увеличивается с высотой по логарифмическому закону, и скорость изменения ветра с высотой является мерой силы ветрового трения. Этот эмпирический метод хорошо разработан, поэтому возникающие трудности носят скорее технический характер. Трудно найти приборы, точность которых будет достаточной для обеспечения подобных измерений (скорость ветра должна быть измерена с точностью порядка 1 м·с$^{-1}$) и еще труднее установить приборы над водой таким образом, чтобы опоры не оказывали влияния на скорость ветра или на режим волнения и течений. По этой причине многие наблюдения выполнялись на озерах или над мелкой водой, хотя была разработана аппаратура, обеспечивающая достаточно надежные измерения скорости ветра с малых судов или буев.

Третий метод также основан на измерении вертикального распределения скорости ветра, но в данном случае уже до бо́льших высот. В стационарных условиях сила трения, возникающая при наличии ветра над морем, может быть определена, если известна составляющая скорости ветра, перпендикулярная изобарам; поэтому для реализации этого метода необходимы как надежные измерения распределения давления, так и надежные наблюдения за скоростью ветра. Этот метод не дает хороших результатов в средних широтах, так как в этих районах в нижнем слое толщиной около 1 км ветер направлен под очень небольшим углом к изобарам, однако весьма успешным было применение этого метода в зоне пассатных ветров.

Четвертый метод также связан с измерениями скорости ветра. В данном случае имеется в виду детализация измерений во времени, для чего используются малоинерционные приборы, инерция которых составляет, например, около 0,1 с. Измеряются пульсации как горизонтальных, так и вертикальных компонент скорости ветра, а их среднее произведение определяет величину силы трения. Здесь возникают некоторые теоретические затруднения при интерпретации полученных результатов, но, вероятно, они могут быть преодолены. Основные трудности, как и прежде, связаны с необходимостью иметь подходящую аппаратуру, установленную надлежащим образом, и производить громоздкую численную обработку материалов. С другой стороны, этот метод дает подробную информацию о структуре турбулентного потока и применяется все шире. Достоинством этого метода является также и то, что оценки турбулентного переноса тепла и водяного пара могут быть выполнены на основе измерений пульсаций температуры и влажности при одновременном измерении пульсаций вертикального компонента скорости. Сила трения может быть также получена по данным о скорости диссипации турбулентной энергии в тепло, которая определяется по спектрам мелкомасштабных возмущений в области, где мелкомасштабная турбулентность изотропна.

Данные измерений. Опубликованные результаты, полученные при использовании указанных выше методов, существенно различаются и согласовать их трудно. Считается установленным, что сила трения над морской поверхностью меньше, чем над поверхностью суши той же формы, и что сила трения увеличивается не пропорционально увеличению квадрата скорости ветра, а несколько быстрее. Предпола-

гается также, что имеющиеся в естественных условиях пленки поверхностно-активных веществ оказывают гораздо большее влияние на гидродинамику и аэродинамику морской поверхности, чем считалось до сих пор.

Обобщение результатов наблюдений было сделано в 1965 г. Роллем, который показал, что характерное значение C_D при умеренных скоростях ветра составляет около $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ и возрастает от $1 \cdot 10^{-3}$ при слабых ветрах до $2 \times \times 10^{-3}$ при сильных ветрах. Значения C_D при сильных ветрах и больших разгонах оценить особенно трудно. Эти значения весьма неопределенны, и для их оценки необходимо разрабатывать новые методы.

Г. Чарнок

Лит.: H. U. Roll, *Physics of the Marine Atmosphere*, 1965 (Г. У. Ролль, Физика атмосферных процессов над морем.— Л., 1968).

Доп. лит.: Дубов А. С. (ред.) Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера.— Л., 1974.

Науки о Земле

Науки, которые занимаются изучением атмосферы, океана и твердой Земли. Они исследуют историю, химический состав, физические характеристики и динамические свойства земной коры, речной сети и океанов, а также газообразной оболочки Земли.

Поскольку существуют три состояния (фазы) вещества (твердое, жидкое и газообразное), ученые, занимающиеся науками о Земле, в своих исследованиях в общем случае рассматривают взаимодействие всех трех фаз. Ряд этих наук (геология, геохимия, геофизика) изучает твердую часть Земли. Геология рассматривает главным образом природу и свойства составляющих Землю материалов, а также то, каким образом процессы, протекавшие в прошлые геологические эпохи, нашли свое отражение в современной структуре и свойствах горных пород. Соответственно геология изучает минералы, залежи руды, минерального топлива и полезных ископаемых, а также долговременные воздействия на земную кору атмосферы и океанов. Исследование протекающих в настоящее время процессов позволяет понять явления, которые происходили в прошлом.

Геохимия изучает состав твердого вещества Земли, а также процессы взаимодействия этого вещества и его преобразования со временем. Так, изучая поведение радиоактивных элементов в земной коре, можно определить возраст этих элементов и количество излученной ими при радиоактивном распаде энергии.

Геофизика изучает физические и динамические свойства системы Земля—атмосфера и, таким образом, исследует целый комплекс природных явлений. Сюда относятся, например, землетрясения, вулканизм и горообразование, изучение которых проливает свет на структуру и состав глубинных слоев Земли и позволяет рассматривать Землю как гигантскую тепловую машину. Изучение земного магнитного поля приводит к аналогии Земли с самоподдерживающейся динамомашиной. См. *Геофизика.*

Атмосферные науки, часто объединяемые термином «метеорология», занимаются изучением всех химических, физических и биологических аспектов земной атмосферы.

Основной задачей метеорологии всегда было изучение погоды. Однако выход человека в космос требует существенного расширения наших знаний обо всех областях атмосферы, через которые проходят автоматические и обитаемые космические аппараты при взлете и посадке. Соответственно многие проблемы поведения земной атмосферы в настоящее время активно исследуются впервые.

Крупномасштабные планетарные течения в атмосфере и океане изучаются сейчас не только для лучшего понимания погодных процессов, но и для более полного познания движений во всей системе океан—атмосфера в целом. См. *Метеорология.*

Океанография охватывает все аспекты изучения океанов — их историю, состав, поведение, биологию. До второй мировой войны о Мировом океане было известно мало. В настоящее время обнаружены многие важные свойства океана, и океанографические исследования идут все убыстряющимися темпами. См. *Океанология.*

Роберт Р. Шрок

Лит.: K. B. Krauskopf, *The Third Planet: An Invitation to Geology*, 1974; Scientific American Editors, *Scientific American Resource Library: Readings in the Earth Sciences*, 3 vols., 1973; H. Takeuchi et al., *Debate about the Earth*, 1970.

Облака

Взвеси мельчайших капель или ледяных кристаллов, образующихся в результате конденсации водяного пара (обычные атмосферные облака). Реже встречаются облака, состоящие из частиц дыма или пыли. См. *Загрязнение атмосферы, Пыльные бури.*

Настоящая статья дает общее представление об образовании облаков, позволяющее понять принципы их классификации. Более детально физика атмосферных облаков, включая конденсацию водяного пара и выпадение осадков, рассматривается в статье *Физика облаков.*

Основы облакообразования. Ряд известных в настоящее время физических и метеорологических соотношений позволяет понять, что такое облака и облачность в целом. Если водяной пар достаточно охладить, то он достигнет состояния насыщения, т. е. будет находиться в равновесии с плоской поверхностью воды (или льда), находящейся при той же температуре. Дальнейшее охлаждение в присутствии такой поверхности приводит к конденсации на ней пара. В случае отсутствия какой-либо поверхности конденсация не начинается до тех пор, пока дальнейшее существенное охлаждение не вызовет конденсацию на случайных больших скоплениях молекул воды. В атмосфере даже при кажущемся отсутствии каких-либо поверхностей всегда существуют невидимые пылинки, на которых и происходит конденсация при охлаждении после наступления состояния насыщения. Следовательно, когда атмосферный водяной пар достаточно охладится, такие частички — ядра конденсации — начнут расти и превратятся в мельчайшие капли воды, которые и образуют визуально наблюдаемые облака. Общее содержание воды в облаке определяется его температурой, а также степенью охлаждения после наступления состояния насыщения и для большинства облаков составляет около 1 г в 1 $м^3$ воздуха. Концентрация капель определяется концентрацией и свойствами ядер конденсации, а также скоростью охлаждения в начале процесса конденсации. В атмосфере концентрация капель обычно составляет около 10^8 $м^{-3}$. Поскольку облачная вода сначала достаточно равномерно распределена среди этих капель, размеры их неизбежно оказываются микроскопическими; поэтому при изучении облаков немаловажно понять, каким образом эти капельки могут объединяться в капли, достаточно большие для того, чтобы выпасть в виде дождя.

Охлаждение, благодаря которому происходит образование облаков, почти всегда связано с восходящими движениями воздуха. Восходящие движения переносят тепло от поверхности Земли в атмосферу, которая теряет его посредством излучения в космическое пространство. Такие движения наиболее ярко выражены в штормах, с которыми связаны мощные облака. Восходящие движения меньшего масштаба отмечаются также при ясной погоде; они сопровождаются появлением разбросанных по небу облаков. См. *Шторм.*

Поднимающийся воздух охлаждается на несколько градусов цельсия на каждый километр подъема. Таким образом, даже в экваториальных районах на высоте несколько километров температура воздуха может быть ниже 0 °С, и на больших высотах преобладают облака, состоящие из ледяных частиц.

Из большого числа частиц, способствующих конденсации и образованию капель, лишь очень немногие вызывают прямой переход водяного пара в лед или стимулируют замерзание капель, особенно при температуре примерно 0 °С. Следовательно, при такой температуре облака, состоящие из незамерзших капель (переохлажденные облака), встречаются нередко. Обычно концентрация ледяных кристаллов значительно меньше концентрации капелек в жидкокапельных облаках, и за счет одного лишь конденсационного роста кристаллы могут достичь размера, достаточного для выпадения из облака. Такие облака, даже сравнительно небольшие и расположенные на значительной высоте, могут давать полосы падения осадков, состоящих из снежных кристаллов; в то же время жидкокапельные облака дают осадки только в том случае, когда они достаточно хорошо развиты по вертикали (их толщина составляет 2 км и более).

Классификация облаков. Различия в формах облаков, упомянутые выше, были отражены в первой широко распространенной классификации, так же как и в ряде последующих. Первая классификация облаков принадлежала Говарду (Лондон, 1803), выделившему три основных типа облаков:

в многочисленных мелководных проливах. См. *Индийский океан, Тихий океан.*

Клаус Виртки

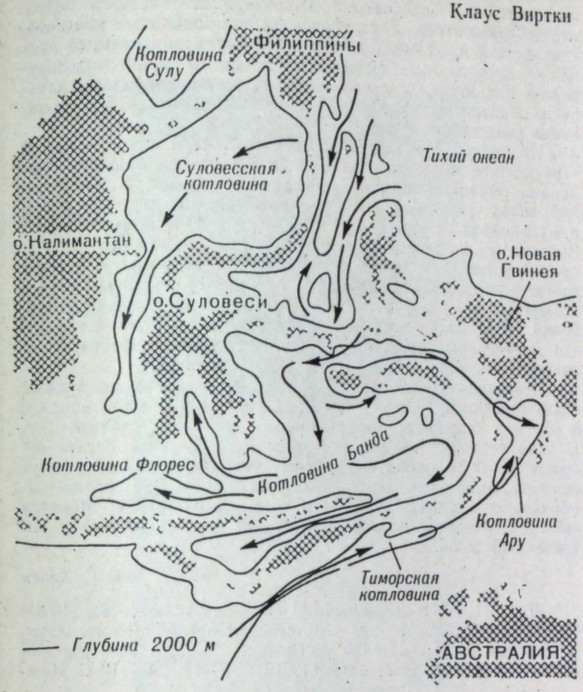


Рис. 3. Глубинные течения в восточных морях Индонезии.

Лит.: Oceanographic and meteorological observations in the China Seas and in the Western Part of the North Pacific Ocean, Kon. Ned. Meteorol. Inst. no. 115, 1935; G. Schott, *Geographie des Indischem und Stillen Ozeans*, 1935; *The Snellius Expedition 1929-30*, 6 vols., 1933—1938; K. Wirtki, *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters*, 1960.

Муссон

Система крупномасштабных воздушных течений, определяющих климат обширных районов земного шара или оказывающих на него существенное влияние; характеризуется резким изменением направления ветра на противоположное при переходе от зимнего сезона к летнему. Наиболее ярким примером муссонной циркуляции является обширная система воздушных течений, которые определяют условия погоды над большей частью Азиатского континента (особенно над его южными и восточными областями), северной частью Индийского океана и северо-западными районами Тихого океана. Влияние муссона более или менее отчетливо проявляется во всех континентальных районах, расположенных вне экваториальных широт, за исключением Антарктиды. Над окраинными областями материков в нижней тропосфере летом развивается циклоническая муссонная циркуляция, зимой — антициклоническая.

Общая характеристика муссонов. Указанные сезонные изменения циркуляции обусловлены различиями в нагревании или выхолаживании атмосферы над материками и окружающими их океанами.

В экваториальных районах муссонные течения либо вообще отсутствуют, либо проявляются чрезвычайно слабо ввиду того, что приток тепла к атмосфере в этих районах почти не меняется от сезона к сезону и разница в нагревании воздуха над сушей и над океаном в условиях облачного неба незначительна. В Антарктике нет муссонной циркуляции, поскольку ледовый и снежный покров Антарктиды, сохраняющийся даже в летние месяцы, препятствует нагреванию атмосферы. Во многих других районах муссонная циркуляция накладывается на общее зональное движение и действует главным образом как возмущающий фактор.

Азиатские муссоны. Охватывают часть Азиатского материка, расположенную к югу от 40 °С с. ш. Зимой там образуется антициклоническая циркуляция со средним положением центра антициклона в Сибири вблизи 50° с. ш. и 100° в. д. Среднее атмосферное давление в этом районе (приведенное к уровню моря) в январе достигает максимальных отмеченных на земном шаре значений, превышающих 1030 гПа. Постоянный северный ветер приносит из внутриконтинентальных районов сильные холода, распространяющиеся далеко на юг вдоль восточного побережья Азии. Когда азиатский антициклон смещается к западу от своего среднего положения, восточные и юго-восточные воздушные течения обусловливают вторжение холодного воздуха из центральных областей континента в Восточную Европу и Скандинавию вплоть до Британских островов. Вследствие преобладания юго-западного ветра на северной и северо-западной периферии антициклона прибрежные районы на юго-западе Азиатского материка зимой характеризуются мягким климатом. Обширный горный массив, протянувшийся вдоль северных границ Индии и примыкающих к ней областей, препятствует проникновению холодного воздуха с севера в эти районы. На уровне Тибетского плоскогорья господствует западный ветер, являющийся частью циркумполярного течения на верхних уровнях в атмосфере. Зимой одна из ветвей этого течения образует поток воздуха, который опускается с гор и проникает в южные районы материка в виде относительно слабого, но устойчивого ветра северо-восточного направления.

В большинстве районов, подверженных влиянию азиатского муссона, зимой осадков выпадает мало ввиду того, что содержание водяного пара в континентальном воздухе сравнительно невелико и над этими районами преобладают нисходящие движения воздуха. Однако в Восточной Индии и на островах, расположенных в северной части Индийского океана, количество осадков велико. Это связано с тем, что значительная часть траектории северо-восточного воздушного течения пролегает над теплой поверхностью океана, и к тому времени, когда воздух достигает суши, содержание водяного пара в нем заметно возрастает. Указанное течение настолько устойчиво, что под его воздействием внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) сдвигается значительно южнее экватора. В пределах ВЗК выпадают обильные осадки.

Летом азиатский муссон характеризуется циклонической циркуляцией, центр которой находится в области пониженного давления, располагающейся между Аравийским полуостровом и Индией в широтной зоне 25—30° с. ш. Среднее значение атмосферного давления, приведенного к уровню моря, составляет для этой области в июле приблизительно 1000 гПа. По мере развития юго-западных и южных течений, переносящих теплый насыщенный влагой воздух и охватывающих северную часть Индийского океана и северо-западные районы Тихого океана, ВЗК смещается далеко к северу. Проникновение этих воздушных течений в южные и восточные районы Азиатского материка, характеризующиеся сложным рельефом, сопровождается обильным выпадением осадков. Максимальное годовое количество осадков отмечается на южных склонах Гималайских гор, где местами в течение одного лишь летнего сезона выпадает в среднем более 10 м осадков. Юго-западный муссон начинается над Индийским полуостровом внезапно в мае или июне. Возможные в отдельные годы значительные изменения времени начала юго-западного муссона и количества осадков, выпавших в течение муссонного периода, могут губительным образом повлиять на сельское хозяйство в этом регионе.

Система течений летнего азиатского муссона включает также устойчивый северный ветер, наблюдающийся над большей частью Ближнего и Среднего Востока, восточными районами Средиземного моря и юго-восточной окраиной Европейского материка. Это воздушное течение проходит преимущественно над континентальными областями, и поэтому с ним связана исключительно жаркая и сухая погода.

Муссонные явления в Северной Америке. Наиболее ярко муссонная циркуляция выражена над Азиатским континентом; над всеми другими континентами она проявляется менее отчетливо. В Северной Америке, например, к числу муссонных явлений относятся: устойчивый северо-западный ветер, дующий летом вдоль побережья Калифорнии; перемещение теплого влажного воздуха с Мексиканского залива далеко на север в центральные и восточные районы США, сопровождающееся обильным выпадением дождей; прохождение через эти же районы холодных воздушных масс, движущихся с севера; смена направления ветра с юго-западного летом на северо-западное зимой над большей частью Атлантического побережья. См. *Ветер. Воздушная масса. Осадки.*

Фредерик Сандерс

Мутьевые потоки (суспензионные течения)

Подводные придонные потоки, содержащие большое количество взвешенных наносов и обломочных материалов. Возникают, когда неустойчивая масса осадочных материалов в верхней части относительно крутого берегового склона теряет

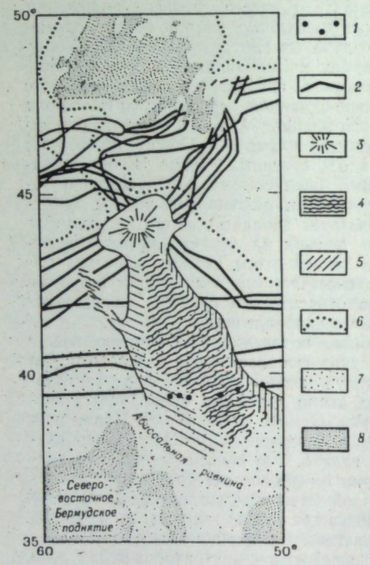


Рис. 1. Область землетрясения 18 ноября 1929 г. в районе Большой банки.

На рисунке показано относительное положение мест обрыва и захоронения кабеля, мест взятия проб осадков (во время рейса «Атлантиса» А-189) и мутьевого потока. *1* — станции взятия проб осадков; *2* — кабели; *3* — область соскальзывания и сброса вблизи эпицентра; *4* — область разрушительного действия мутьевого потока; кабели оборваны и унесены; *5* — область более слабого потока; кабели захоронены, но не разорваны; *6* — 100-саженная изобата (~214 м); *7* — абиссальные равнины; *8* — холмы и горы.

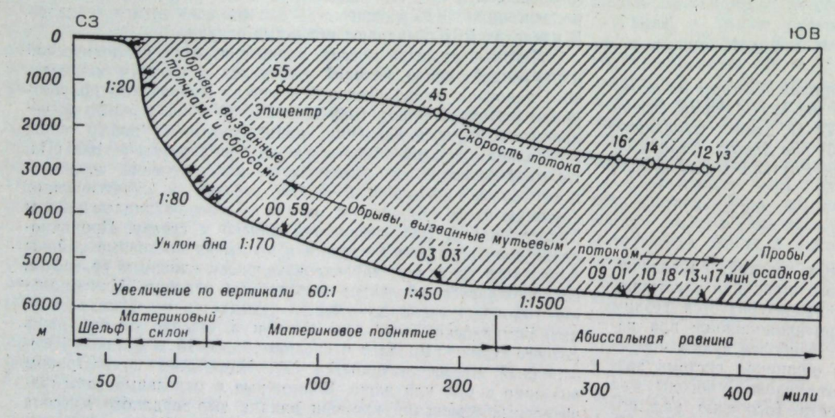


Рис. 2. Профиль южной части Большой банки, на котором показано движение мутьевого потока.

Стрелками обозначено местонахождение 12 подводных кабелей. Для каждого из последних пяти у стрелок указан интервал между землетрясением и возникновением потока, разорвавшего кабель.

сцепление с ним и соскальзывает в море. По мере продвижения вниз по склону поток в результате утраты внутренних сил сцепления и перемешивания с водой становится менее плотным.

Мутьевые потоки наблюдаются на окраинах континентальных склонов, в районах устьев рек и далеко выдающихся в море мысов. Они возникают в результате землетрясений, ураганов, наводнений или просто переноса речных донных отложений.

Вначале возникновение мутьевых потоков объяснялось эрозией подводных каньонов и подводных продолжений русел рек. В подтверждение этой гипотезы приводились случаи обрыва подводного телеграфного кабеля в результате землетрясений в районе Большой банки в 1929 г. и Эль-Аснама, Алжир, в 1954 г. В обоих случаях причиной обрыва кабеля явилось увеличение протяженности подводного склона, причем кабели оказались порваны по меньшей мере в двух местах, притом разнесенных на значительное расстояние. Обрывки кабеля были унесены прочь или погребены под осадками, принесенными потоком (рис. 1).

Пробы осадков, взятые в предполагаемых местах отложений, принесенных мутьевыми потоками, показали наличие на абиссальных равнинах иловых и песчаных наносов. Мутьевые потоки откладывают вначале самые тяжелые материалы, а затем — наиболее легкие, и, следовательно, в сформированных ими наносах крупные формы находятся внизу, а мелкие — вверху. Песчаные наносы, содержащие остатки мелководных организмов, обнаружены на дне подводных каньонов, в их устьях и на обширных пространствах абиссальных равнин океанского дна. Сейчас мутьевой поток принято рассматривать как агент, ответственный за эрозию подводных каньонов, образование срединно-океанических каньонов и сглаживание абиссальных равнин.

По интервалам между обрывами кабелей, происшедшими в результате землетрясений в районе Большой банки и Эль-Аснама, установлено, что на склонах с уклоном 1 : 50 мутьевой поток развивает скорость по меньшей мере 25 м·с$^{-1}$, а на склонах с уклоном 1 : 1500 (рис. 2) — всего 6 м·с$^{-1}$. Вызванные мутьевым потоком обрывы подводного кабеля против устья р. Конго в Африке и р. Магдалена в Южной Америке свидетельствуют также о том, что мутьевые потоки возникают там, где в океан впадают крупные реки, и особенно часто во время наводнений. Это доказывает тот факт что интенсивный транспорт донных наносов, сопутствующий наводнению, может порождать мутьевые потоки.

Понижения уровня моря в периоды оледенения должны были приводить к тому, что большинство рек мира впадало в океан у вершины материкового склона или вблизи нее. В этих условиях мутьевые потоки должны были играть несравненно более важную роль, чем сегодня, и бо́льшая часть осадков, отложенных в древних геосинклиналях, несомненно, обязана своим происхождением этим потокам. См. *Морская геология, Морские осадки, Подводный каньон, Шельф и материковый склон.*

Брюс С. Хизен

Лит.: H. Charnock, Turbidity currents, *Nature*, 183 (4662): 657—659, 1959; R. A. Daly, Origin of submarine canyons, *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 31: 401—420, 1936; B. C. Heezen, The origin of submarine canyons, *Sci., Amer.*, 195(2): 36—41, 1956; B. C. Heezen and M. Ewing, Orleansville earthquake and turbidity currents, *Bull Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 39(12): 2505—2514, 1955; B. C. Heezen and M. Ewing, Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake, *Amer. J. Sci.*, 250: 849—873, 1952; P. H. Kuenen, Estimated size of Grand Banks turbidity current, *Amer. J. Sci.*, 250: 874—884, 1952; P. H. Kuenen and C. I. Migliorini, Turbidity currents as a cause of graded bedding, *J. Geol.*, 58: 91—126, 1950; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 2d ed., 1963.

Напряжение трения

Сила трения, или тангенциальная сила, отнесенная к единице поверхности; возникает в результате воздействия на поверхность Земли примыкающих к ней движущихся слоев воздуха. Ветровая эрозия земной поверхности на суше и возникновение волн на поверхности воды являются проявлением действия напряжения трения. Напряжение трения у подстилающей поверхности определяет обмен количеством движения между Землей и атмосферой и совместно с турбулентными напряжениями в атмосфере оказывает сильное влияние на распределение ветра по высоте в нижних слоях воздуха толщиной в несколько сотен метров. Значение напряжения трения у поверхности, по существующим оценкам, составляет несколько

Морской лед вязкопластичен. Содержащийся в нем рассол очень чувствителен к температуре, а находящиеся внутри льда пузырьки воздуха вызывают вариации упругости в ши-

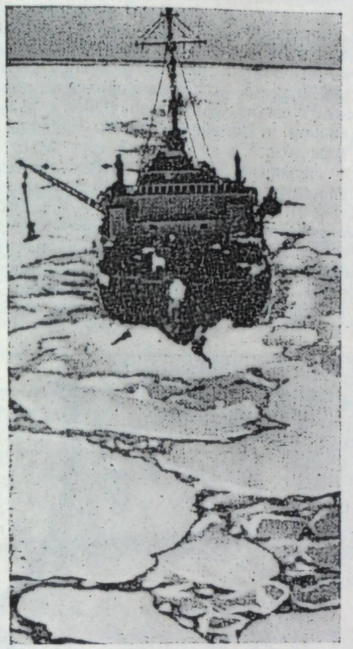


Рис. 4. Блинчатый лед, промежутки в котором заполнены молодым льдом. *(U. S. Naval Oceanographic Office).*

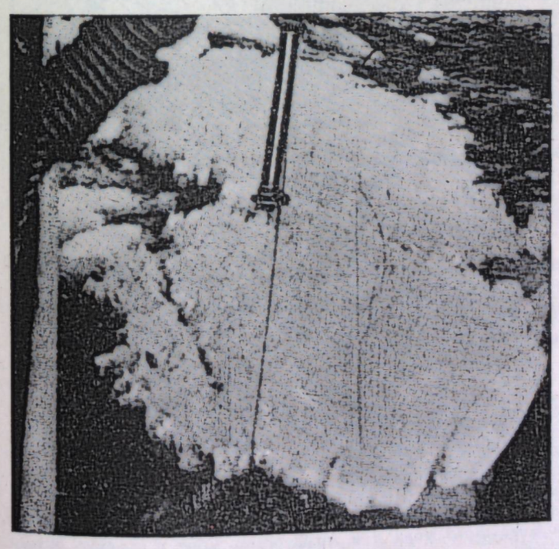


Рис. 5. Сотообразная структура на перевернутой тающей льдине. *(U. S. Naval Oceanographic Office)*

роких пределах. Модуль Юнга, измеренный динамическими методами, меняется от 5,5·10^9 Па при осеннем замерзании до 7,3·10^9 Па зимой и до 3·10^9 Па при весеннем вскрытии. Статические измерения дают много меньшие значения вплоть до 0,2·10^9 Па. Сопротивление изгибу меняется от 0,5 до 17,3 кг·см$^{-2}$ для солености, находящейся в пределах 7—16 ‰, и диапазона температур от —2 до —19 °С. Акустические свойства чрезвычайно изменчивы и зависят главным образом от размеров и распределения включенных в лед пузырьков воздуха.

Электрические свойства морского льда сильно меняются с частотой, что связано с движением ионов в ячейках с рассолом. Например, для морского льда с соленостью 10 ‰ при —22 °С диэлектрическая постоянная очень велика, порядка



Рис. 6. Всторошенные льдины, подвергшиеся выветриванию. *(U. S. Naval Oceanographic Office)*

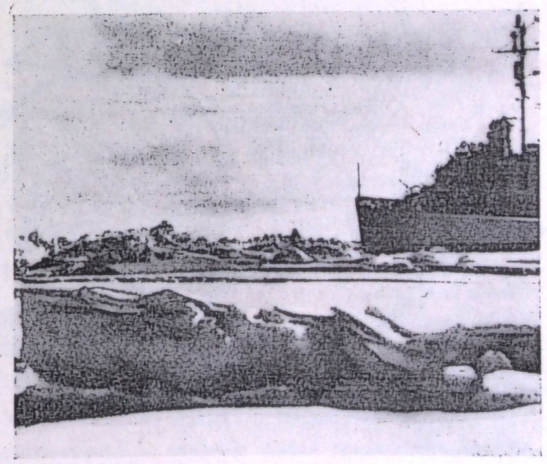


Рис. 7. Невыветренные гряды торосов, образовавшиеся при столкновении льдин. *(U. S. Naval Oceanographic Office)*

10^6 при 20 Гц, и уменьшается с ростом частоты до 10^3 при 10 кГц и до 10 и менее при 50 МГц. Удельная электропроводность падает с понижением температуры; например, с менее чем 10^{-3} См·м$^{-1}$ при —5 °С до 10^{-9} См·м$^{-1}$ при —50 °С (частота от 1 до 10 кГц).

Типы и характеристики. Повсюду морской лед, как правило, представляет собой смесь из недавно образовавшегося льда, многолетнего льда и, возможно, многолетних торосов, образовавшихся у берегов и содержащих примеси. Различные формы льда показаны на рис. 4—7. Везде, за исключением закрытых бухт, лед находится в движении под действием ветра и течений. Более слабые участки ледового покрова в случае перенапряжения при растяжении, сжатии или сдвигах ломаются, расходятся в стороны, образуя проходы (чистую воду), или, надвигаясь друг на друга, создают гряду торосов. В зависимости от состояния ледового покрова торосы могут образовываться льдами любой толщины, от тонких полос (толщиной 10 см) до толстых глыб (толщиной 3 м

и более). Торосы могут подниматься до 13 м и опускаться в воду более чем на 50 м. В прибрежных районах массивные торосы садятся на мель, что увеличивает разрушающие силы, действующие на ледовый покров. См. *Ледяной остров.*

Уолдо Лайон

Лит.: T. Karlsson (ed.), *Sea Ice*, 1972; W. D. Kingery (ed.), *Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications*, 1963; National Academy of Sciences, Division of Earth Sciences, *Beneficial Modifications of the Marine Environment*, 1972; *Proceedings of the Conference on Arctic Sea Ice*, NAS—NRC Publ. no. 598, 1958; J. C. Reed and J. E. Sater (eds.), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*, 1974; World Meteorological Organization, *Sea-Ice Nomenclature*, 1971.

Моря Юго-Восточной Азии

Все моря между Азией и Австралией, Тихим и Индийским океанами. Они образуют географическую и океанографическую единицу вследствие их особой структуры и положения

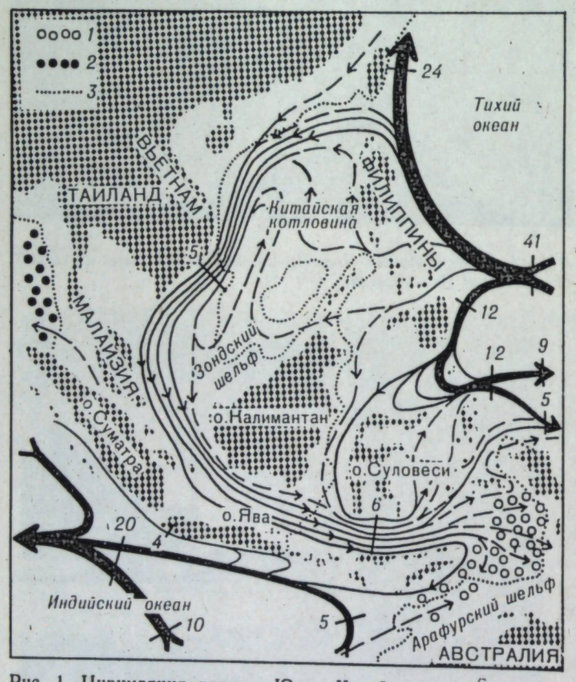


Рис. 1. Циркуляция воды в Южно-Китайском море и морях Индонезии, февраль (расход 10^6 м$^3 \cdot$с$^{-1}$).

1 — опускание вод, *2* — апвеллинг, *3* — изобата 200 м.

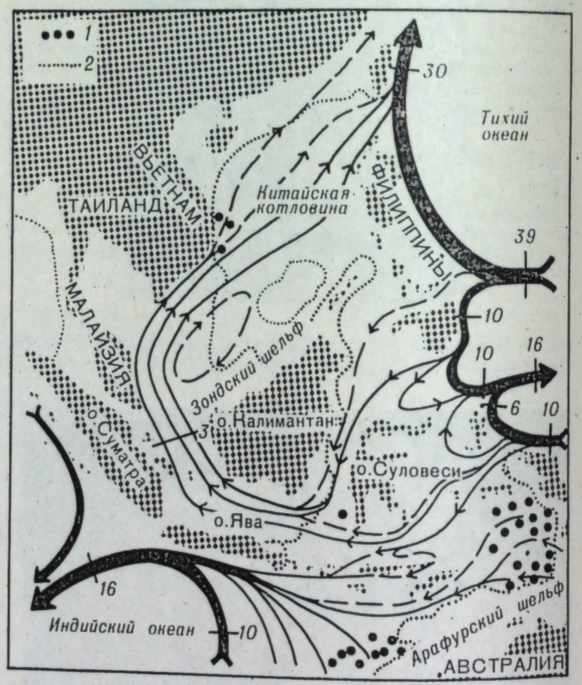


Рис. 2. Циркуляция воды в Южно-Китайском море и морях Индонезии, август (расход 10^6 м$^3 \cdot$с$^{-1}$).

1 — апвеллинг, *2* — изобата 200 м.

и занимают площадь 8940 тыс. км^2, т. е. около 2,5 % площади Мирового океана.

Океанское дно состоит из двух больших шельфов и нескольких глубоководных депрессий. Зондский шельф покрыт прибрежными наносами, по нему проходят подводные долины двух больших речных систем. Арафурский шельф связывает Новую Гвинею с Австралией. Китайскую котловину (максимальная глубина 5016 м) от Тихого океана отделяет порог глубиной около 2000 м. Порог Суловесской котловины (максимальная глубина 6220 м) имеет наименьшую глубину (420 м). Суловесская котловина (максимальная глубина 6220 м) отделена от Тихого океана тремя порогами глубиной около 1400 м каждый. Котловина Банда подразделяется на несколько меньших, включая впадину Вебера глубиной 7440 м с порогом 1880 м. На дне Суловесской котловины, котловин Банда и Флорес обнаружен вулканический пепел.

Поверхностная циркуляция дважды в году (рис. 1 и 2) при смене муссонных ветров меняет направление на противоположное.

Муссонное течение. При северном муссоне, достигающем максимального развития в феврале, течение формируется в северной части Китайской котловины, проходит вдоль побережья Вьетнама, Малайзии в Яванское море и далее в море Флорес. Часть этой водной массы возвращается в Тихий океан, часть попадает в море Банда или уходит в Индийский океан.

При южном муссоне в августе течение формируется водами, текущими в Яванское море между Молуккскими островами и через Макасарский пролив из Тихого океана. Течение проходит через Яванское и Южно-Китайское моря и уходит в Тихий океан. Вода из района апвеллинга в море Банда уходит в основном в Индийский океан. Расходы муссонного течения — 3 млн. м$^3 \cdot$с$^{-1}$ в августе и 5 млн. м$^3 \cdot$с$^{-1}$ в феврале. Они малы по сравнению с аналогичными данными, относящимися к прилегающим частям Тихого и Индийского океанов (см. рис. 1 и 2).

Соленость и температура. На большей части района происходит характерное для муссонов чередование дождливой и сухой погоды, что вызывает значительную годовую изменчивость солености в поверхностном слое. Соленость возрастает в сухой сезон (при северном муссоне), когда преобладает испарение, и уменьшается в дождливый сезон (при южном муссоне). В Малаккском проливе, Сиамском заливе, в районах, прилегающих к о-вам Суматра и Калимантан, соленость низка в течение всего года из-за опреснения большими реками. Температура поверхности моря всегда высока (между 26 и 29 °С) и понижается до 24 °С только в северных районах Южно-Китайского моря и в Арафурском море в течение сухого сезона.

Глубинная циркуляция в основном переносит воду из Тихого океана в моря данного района. Эти воды идентифицируются по минимумам солености на глубинах 300 и 1000 м. Основное подповерхностное течение направлено из Тихого океана в Индийский. Котловины заполнены глубинными водами Тихого океана, поступающими через различные пороги (рис. 3). Исключение составляют Тиморская котловина и котловина Ару, в которые поступают глубинные воды Индийского океана.

Приливы. Приливы в основном смешанные. Суточные приливы наблюдаются в Яванском море, зал. Бакбо и Сиамском заливе; полусуточные с большой амплитудой — в Малаккском проливе. Сильные приливные течения возникают

в результате интенсивных поисковых работ, ведущихся у берегов всех пяти континентов, в будущем указанное соотношение может сильно измениться.

Будущее морского горного промысла. Несмотря на целый ряд еще не решенных проблем, будущее морского горного промысла представляется столь же определенным, сколь и многообещающим.

В центральной части Красного моря на глубинах 1800—2100 м на площади 38,5 кв. миль обнаружены металлоносные рассолы и илы. Аналогичные месторождения занимают обширные площади на участке Восточно-Тихоокеанского поднятия. Прежде чем можно будет приступить к их эксплуатации, необходимо решить сложные проблемы извлечения растворенных минералов и более глубоко изучить коррозионные свойства среды при работе на таких больших глубинах и значительных расстояниях от берега.

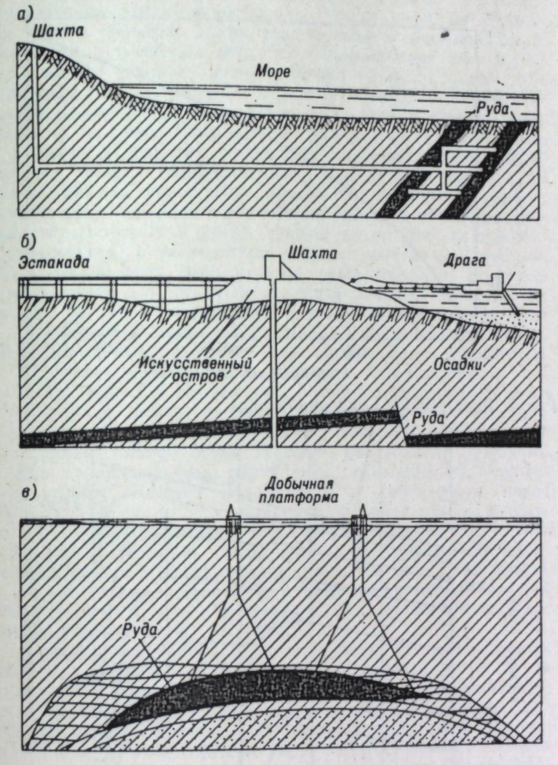


Рис. 2. Методы разработки консолидированных месторождений в прибрежной зоне.

а — на берегу пробивают ствол шахты, от которого ведут тоннель; *б* — ствол шахты пробивают сквозь искусственный остров; *в* — бурение с поверхности моря и разработка погребенного месторождения.

Для освоения минеральных ресурсов, заключенных в рыхлых отложениях, необходимо создать базирующиеся на дне технические средства, которые позволят перемещать такие же огромные массы грунта, какие сегодня под силу только земсосным снарядам. Для разработки запасов железомарганцевых конкреций, устилающих глубоководное дно океанов, требуются новые концепции переработки материалов, и хотя предпринимались первые попытки добывать их с поверхности моря, несомненно, понадобится создать подводные предприятия на морском дне.

Для разработки консолидированных месторождений могут потребоваться разнообразные новые методы добычи, которые будут зависеть от типа, качества и химических особенностей месторождений, их удаленности от берега и глубины (рис. 3). Возможность непосредственного доступа к морскому дну в отдаленных местах через шахты, пробуренные сквозь дно, уже рассматривалась в рамках программы «Рокскайт» ВМФ США, которая найдет прямое применение на несколько морских горных промыслах. На мелководье стволы шахт можно проходить с помощью вращательного бурения в плавучих затворах. В глубоких водах буровое оборудование можно размещать на морском дне и после проходки надстраивать ствол шахты до поверхности моря. В ряде районов завершена прокладка подводных трубопроводов большого диаметра, которые протянулись на расстояние свыше 25 миль от берега, и планируется прокладка трубопроводов большей

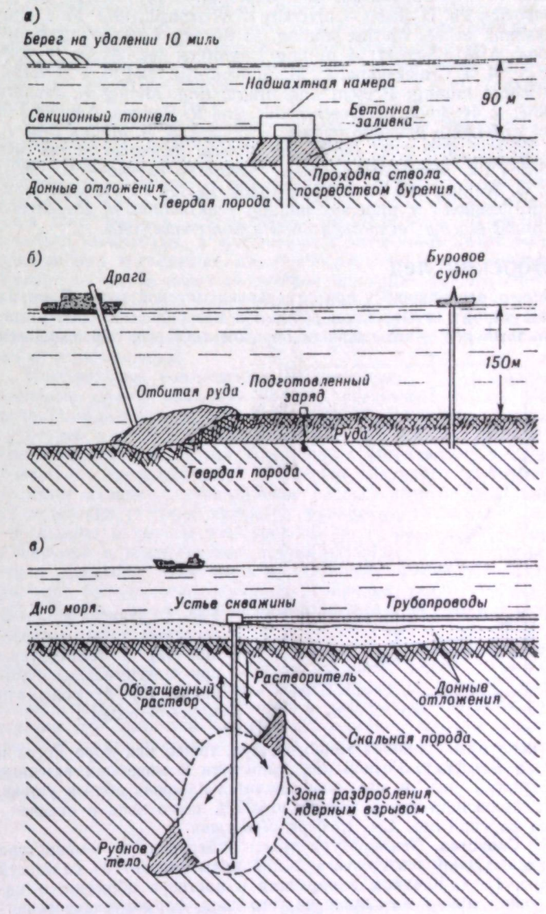


Рис. 3. Возможные способы разработки подводных консолидированных месторождений.

а — проходка ствола шахты способом вращательного бурения из тоннелей, проложенных по дну моря; *б* — разрушение ядерным взрывом и драгирование; *в* — нарушение целостности посредством ядерного взрыва и извлечение полезных ископаемых путем растворения.

протяженности. С помощью секций предварительной сборки построены подводные дорожные тоннели. При определенных условиях технически осуществимо пробить ствол шахты в морском дне в удаленных точках таких тоннелей.

Подводные рудные тела больших размеров и не слишком толстую кровлю можно разрушать с помощью ядерных зарядов, заложенных в скважины. После этого образующуюся разрушенную породу можно извлекать способом драгирования. Метод разрушения ядерным взрывом с последующим извлечением полезных ископаемых путем растворения применим на любой глубине. Изучаются аналогичные методы разработки месторождений на суше.

Среди многочисленных международных программ, осуществление которых будет иметь непосредственное отношение к развитию технологии морского горного промысла, нужно особо отметить программу Международного десятилетия исследований океана. Открытие новых месторождений, безусловно, будет стимулировать решение разнообразных проблем, стоящих перед морским горным промыслом.

Майкл Дж. Крукшанк

Лит.: C. F. Austin, In the rock: A logical approach for undersea mining of resources, *Eng. Mining J.*, August 1967; G. Baker, *Detrital Heavy Minerals in Natural Accumulates*, Austra-

облака). В меридиональном переносе существенную роль играют только крупномасштабные возмущения. Что же касается вертикальных потоков, то здесь необходимо рассмотреть более широкий спектр вихрей. Вообще говоря, за счет механической турбулентности тепло и момент количества движения переносятся вниз, а влага — вверх. За счет конвективной турбулентности тепло и влага переносятся вверх, а момент количества движения — вниз. В этом отношении роль конвективной турбулентности особенно ярко выражена в тропиках. В экваториальном поясе (ВЗК) на рис. 1 практически все восходящие движения теплого воздуха в ячейке Гадлея происходят в конвективных облаках, а интенсивные упорядоченные вертикальные течения занимают в указанной области незначительное место. Во внетропических широтах, где конвективные явления выражены слабее (особенно зимой), основной вклад как в меридиональный, так и в вертикальный перенос тепла и влаги вносят крупномасштабные циклонические вихри. См. *Гроза, Фронт.*

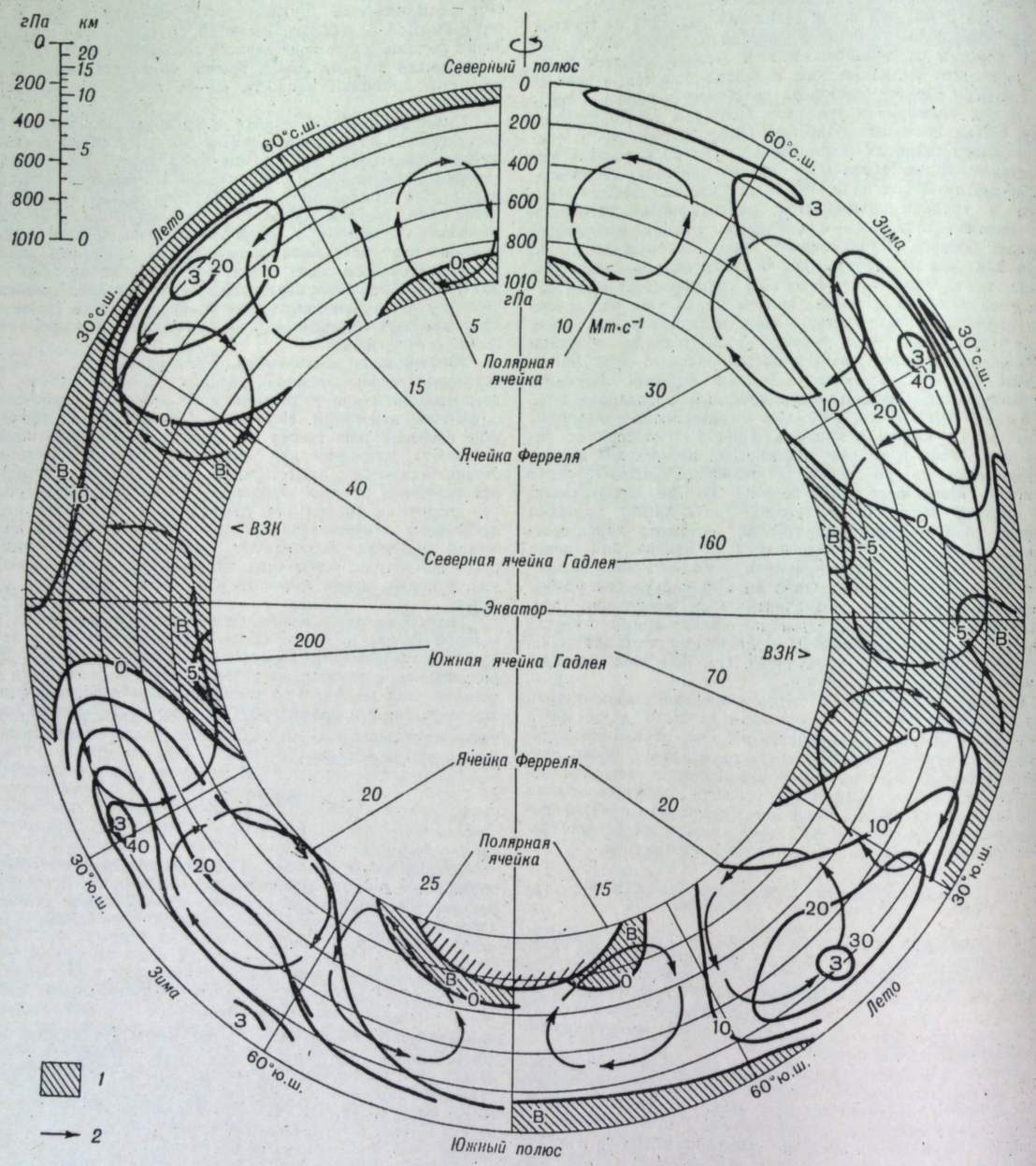


Рис. 1. Пример распределения средней зональной скорости ветра ($м \cdot с^{-1}$) как функции широты, высоты и сезона (положительные значения соответствуют западному ветру, отрицательные — восточному).

1 — область восточных ветров, *2* — ячейки средней меридиональной циркуляции. Масштаб высоты сильно преувеличен относительно радиуса Земли. Скорость ветра вычислена по геострофическому соотношению в нижнем примерно километровом слое; фактическая скорость ветра несколько меньше. Стрелками обозначены средние меридиональные циркуляционные ячейки, интенсивность которых указана в единицах потока массы ($Мт \cdot с^{-1}$). Буквами ВЗК обозначена средняя широта внутритропической зоны конвергенции для каждого сезона.

Баланс углового момента. Циркуляция атмосферы вместе с вращением в восточном направлении соответствующей точки

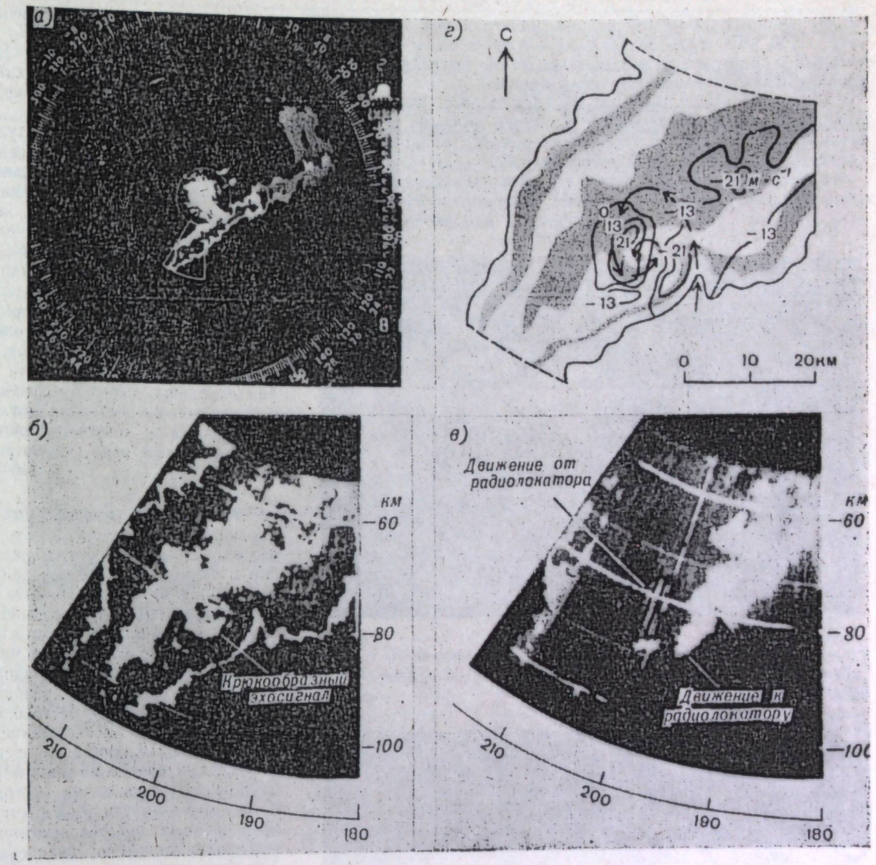


Рис. 3. Радиолокационные изображения грозового очага. (*National Severe Storms Laboratory, NOAA*)

а — изображение линии шквалов на НКО радиолокатора WSR-57 в виде участков с различной яркостью (разная интенсивность дождя). Менее яркая область, окружающая линию шквалов, соответствует интенсивности дождя от 0,05 до 0,30 $мм \cdot ч^{-1}$. Внутри области грозы последовательно расположены яркая, темная, менее яркая и яркая области, соответствующие интенсивности дождя 0,3—1,7; 1,7—9,1; 9,1—48,8 и 48,8—262 $мм \cdot ч^{-1}$. Окружности — отметки дальности, расположенные через 40 км. *б* и *в* — область, оконтуренная на рисунке *а*: сигнатуры грозовой ячейки в полях яркости и скорости на экране доплеровского радиолокатора. В поле яркости *б* виден крюк, или спиральная конвергенция (см. стрелки на рисунке *в*), что свидетельствует о наличии вихря. На рисунке *в* показана сигнатура циклона в поле скорости (в изодопах). Уровни яркости соответствуют скоростям: менее яркая — менее 13 $м \cdot с^{-1}$, яркая — 13—21 $м \cdot с^{-1}$ и самая яркая — более 21 $м \cdot с^{-1}$. Положительные (от радиолокатора) лучевые скорости стробированы по углу. Доплеровская сигнатура вихря торнадо находится на участке 193—203° и 75—90 км.
г — схематичное наложение полей яркости и изодоп, которые показаны на рисунках *б* и *в*, свидетельствует о совпадении спиральной яркостной и вихревой сигнатур.

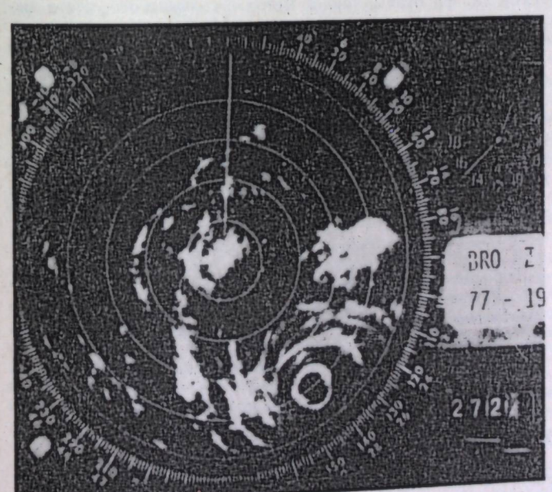


Рис. 4. Радиояркостное изображение урагана. (*National Hurricane and Experimental Meteorology Laboratory, NOAA*)

зуальных наблюдений, всегда опаздывает с прогнозом. С учетом этого разрабатываются планы создания национальной сети доплеровских погодных радиолокаторов, которые должны заменить в конце 80-х годов существующие системы.

В ураганах отмечается такой же спиральный приток воздуха, как в случае сильных гроз такого типа, как на рис. 3. Однако размер урагана (рис. 4) на порядок величины больше, чем грозы. Грозы особенно часто отмечаются на периферии урагана и возле его центра — «глаза», который четко обнаруживается и прослеживается радиолокатором, когда ураган находится на расстоянии примерно 320 км от станций, расположенных вдоль всего побережья Мексиканского залива и Атлантического побережья США.

Р. Ф. Довяк

Спутники. 1 апреля 1960 г. в США был выведен на орбиту первый метеорологический спутник «Тайрос-1», передающий на Землю телевизионные изображения облачных систем. С тех пор спутниковые данные стали более полными и поступают с большой заблаговременностью. В США фотоснимки почти целого полушария доводятся до потребителей в течение 30 мин, требующихся для сканирования. Наблюдения поверхности Земли производятся каждые 30 мин в оперативном порядке. Интенсивность и развитие погодных систем легко прослеживать, объединяя последовательные изображения в кинофильм. Кроме того, инфракрасная техника позволяет получать изображения облачных систем в ночное время и круглосуточно определять температуру и содержание водяного пара.

Спутниковые изображения позволяют наблюдать ранее неизвестные компоненты циклонических систем. Так, во многих случаях удается точно определить местоположение фронтальных разделов, поскольку им обычно соответствует четко выраженная облачная граница. Расположение и конфигурацию струйных течений часто можно установить путем анализа расположения полос перистых облаков. (Со струйными течениями связаны крупномасштабные движения воздуха, которые вызывают конвекцию и осадки.) Наблюдая за движением низких облаков со стороны Мексиканского залива в Центральные равнины США, что предвещает всегда сильные грозы и торнадо, можно прослеживать перенос влаги на нижних уровнях. Развивающиеся системы низкого давления удается обнаружить вскоре после того, как они породят даже малейшие полосы облаков. Небольшие, но интенсивные атмосферные возмущения, горизонтальный масштаб которых

меньше расстояния между наземными станциями наблюдений (около 150 км), часто создают характерные поля облачности, которые о многом говорят метеорологам, имеющим в своем распоряжении спутниковую информацию.

Ураганы и сильные грозы — два самых опасных для жизни и имущества человека погодных явления. Благодаря спутниковой аппаратуре, сейчас их удается обнаруживать и прослеживать гораздо лучше, чем раньше.

Ураганы обычно возникают из движущихся на запад тропических возмущений, называемых восточными волнами. Почему это происходит, точно неизвестно, и до появления спут-

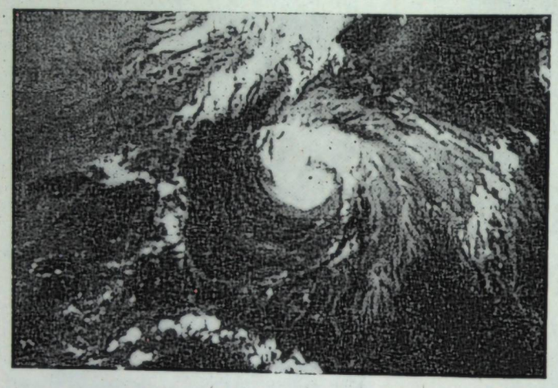


Рис. 5. Ураган *Белл*, наблюдавшийся 8 августа 1976 г. у побережья Флориды. (*National Environmental Satellite Service, NOAA*)

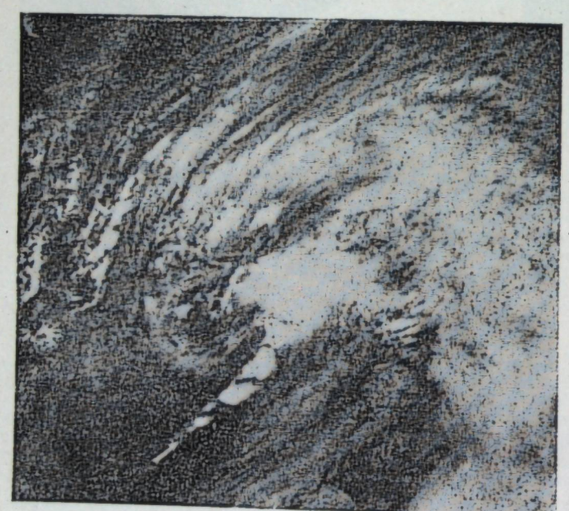


Рис. 6. Спутниковое изображение линии гроз вдоль холодного фронта.

ников тропическое возмущение и даже ураган могли оставаться незамеченными в течение нескольких дней. Сейчас с помощью метеорологических спутников ураган засекают и прослеживают, когда он находится еще далеко в море. Зрелый ураган хорошо виден на спутниковом снимке (рис. 5). Пожалуй, еще более важно то, что ураган легче распознается на начальной стадии (восточная волна). Метеорологи внимательно следят за тем, как восточные волны развиваются из слабых возмущений в тропические шторма и, наконец, в ураганы.

Поскольку грозы имеют меньшие пространственные и временные масштабы, при их прогнозе всегда возникала проблема получения достаточно подробных данных, позволяющих выделять небольшие зоны наиболее вероятного проявления грозовой деятельности. Так, было известно, что грозы возникают вдоль пограничных зон (таких, как холодные фронты), где конвергенция двух различных воздушных масс вызывает быстрый подъем воздуха. Но где именно находится фронт в каждый данный момент? Насколько сильна конвергенция, вызывающая подъем воздуха? Использование спутниковых изображений позволило, по крайней мере частично, ответить на эти и другие вопросы.

На рис. 6 показана ситуация, при которой образуется торнадо. Обращает на себя внимание отчетливая линия гроз на севере Техаса, ориентированная в меридиональном направлении. Обычные наземные данные свидетельствуют о наличии близкого холодного фронта, но без дополнительной спутниковой информации его местоположение можно определить только с точностью до 80 км. Обращает на себя внимание также огромное облако в виде «запятой», занимающее бо́льшую часть фотоснимка. Оно соответствует интенсивному возмущению в верхней атмосфере, способному вызвать грозы и усилить обычные ветры до сильных или даже ураганных ветров. Имея такие изображения, можно улучшить заблаговременность прогноза и привести в действие системы оповещения населения. Через 3 ч после того, как была получена эта фотография, на г. Даллас (штат Техас) обрушился огромный вихрь торнадо, сопровождавшийся выпадением града величиной с куриное яйцо (диаметром 76 мм).

Дж. Уивер

Регистраторы атмосферных помех. Молниевые разряды порождают электромагнитные сигналы в широком спектре частот. Их можно прослушивать с помощью радиоприемников и таким способом определять местоположение грозы, ее движение и эволюцию. Нижние участки частот (менее 1 МГц) радиоспектра обычно используются для обнаружения разрядов между облаками и землей и сильных разрядов между облаками, а более высокие частоты (более 10 МГц) — для прослушивания мелких разрядов и определения тонкой структуры главных молниевых разрядов.

Для определения местоположения и прослеживания гроз используются как электрические, так и магнитные компоненты порождаемых молниями радиосигналов, которые принимаются с разных направлений двумя или несколькими удаленными друг от друга станциями (метод триангуляции). Направление на грозу — азимут и угол места — определяют, или используя дирекционные свойства некоторых антенн, или применяя разнесенные антенны для измерения либо мгновенных разностей фаз волн, либо отрезков времени между поступлениями импульсов. Разработаны также методы совместного учета направления, с которого поступает сигнал, и спектра радиосигналов, что позволяет определить расстояние до грозового очага и засечь его местоположение с одной станции.

В то время как радиолокационные и спутниковые наблюдения лежат в основе современных методов обнаружения очагов плохой погоды, простые направленные радиоприемники позволяют решить те же задачи в тех случаях, когда нет более совершенной аппаратуры. Они, конечно, имеют и самостоятельное значение при исследованиях электрических явлений в очагах плохой погоды. См. *Гроза, Молния, Ураган, Циклон.*

Уильям Л. Тейлор

Лит.: American Meteorological Society, *Proceedings of the 5th Conference on Severe Storm*, 1967; D. Atlas (ed.), *Severe Local Storms*, Amer. Meteorol. Soc. Monogr., vol. 5, no. 27, 1964; L. J. Battan, *Radar Observation of the Atmosphere*, 1973; W. J. Kotsch and E. T. Harding, *Heavy Weather Guide*, 1965; J. S. Marshall (ed.), *Proceedings of the 13th Conference on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, 1968.

Общая циркуляция атмосферы

Статистическое описание движения атмосферы, его роли в переносе энергии и в переходах одних видов энергии в другие. Пространственная неоднородность распределения областей нагревания и охлаждения атмосферы формирует поле давления, которое в свою очередь порождает циркуляцию воздуха. Затухание движения происходит за счет трения. Несмотря на то что ежедневно и в течение сезона циркуляция атмосферы претерпевает значительные изменения, ее средние для данного сезона характеристики в основном остаются постоянными из года в год. Так, например, для больших промежутков времени и для всей атмосферы в целом генерация движений приблизительно балансируется их диссипацией. То же самое справедливо и для глобального баланса между притоком солнечной радиации и инфракрасным излучением системы

Классификация облаков по типу движения воздуха и их физические характеристики

Тип движения	Характерная вертикальная скорость, см · с$^{-1}$	Тип облачности	Название	Характерные размеры, км		Характерные осадки
				по горизонтали	по вертикали	
Медленный подъем воздуха на значительной территории, связанный с циклоном (атмосфера устойчива)	10	Плотная слоистая	Перистая (Ci), переходящая в перисто-слоистую (Cs) и высоко-кучевую (Ac)	10^3	1—2	Полосы падения снега
			Слоисто-дождевая (Ns)	10^3	10	Умеренный обложной дождь или снег
Конвекция при прохождении воздуха над теплой поверхностью (атмосфера неустойчива)	10^2	Небольшая кучевая	Кучевая (Cu)	1	1	Отсутствуют
	10^3	Ливневая и грозовая	Кучево-дождевая (Cb)	10	10	Сильный ливневой дождь или снег, град
Беспорядочное перемешивание, вызванное охлаждением при прохождении воздуха над холодной поверхностью (атмосфера устойчива)	10	Тонкая низкая слоистая, туманы	Слоистая, слоисто-кучевая (Sc)	10^2 $<10^3$	<1	Отсутствуют либо морось или слабый снег

метеорологов, облака следует классифицировать по типу движения воздуха в развитом облаке (см. таблицу).

Фрэнк Х. Ладлэм

Лит.: H. R. Byers, *General Meteorology*, 4th ed., 1974; C. E. Koeppe and G. C. DeLong, *Weather and Climate*, 1958; R. S. Scorer and H. Wexler, *A Colour Guide to Clouds*, 1964; World Meteorological Association, *Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*, rev. ed., WMO no. 47, 1970.

Обнаружение атмосферных вихрей

Для обнаружения атмосферных вихрей и оценки их разрушительной силы используются микробарографы, радиолокаторы, телевизионная аппаратура, устанавливаемая на спутниках, и регистраторы атмосферных помех (радиоприемники).

Микробарографы. Некоторые сильные вихри излучают характерный инфразвук, или звуковые волны сверхнизкой частоты. Эти волны распространяются со скоростью звука между поверхностью Земли и слоем повышенной температуры в верхней атмосфере и часто оказываются настолько мощными, что с помощью чувствительных измерителей давления — микробарографов — их можно обнаружить на расстоянии свыше 1500 км от породившего их вихря. На таких расстояниях колебания давления от этих волн составляют всего одну миллионную долю среднего атмосферного давления. Прохождение полной волны занимает 10—60 с, но колебания могут длиться часами (рис. 1).

Аналогичные волны, связанные с вихрями, проникают в область *F* ионосферы, расположенную на высоте 200 км от поверхности Земли. Они были обнаружены с помощью радиолокатора при наблюдениях за характерной осциллящей высоты радиолокационного отражения. Несмотря на существование связи между ураганными вихрями и инфразвуком в ионосфере, статистических данных, подтверждающих прогностическое значение ионосферных волн, не имеется, а механизм, вызывающий излучение, неизвестен. В результате наблюдений приземных и ионосферных волн установлено, что обнаруживаемый инфразвук излучает лишь небольшое количество циклонов и что в большинстве случаев такое явление связано с ураганными вихрями.

В США эксперименты по обнаружению вихрей проводились с помощью нескольких микробарографов, определяющих направление на источник приземного инфразвука. В 1973 г. во время сезона штормов на экспериментальной территории 14 штатов тремя инфразвуковыми лабораториями было обнаружено 65 % всех вихрей. В связи с тем что вихри имеют отчетливые характеристики излучения, вероятность ложных тревог оказывается достаточно низкой. Однако триангуляция, когда она возможна, оказывается неточной, и, хотя инфразвуковые волны часто излучаются до момента появления торнадо, из-за их сравнительно низкой скорости распространения (1000 км·ч$^{-1}$), прогностическая ценность информации уменьшается. Поэтому метод акустического обнаружения не используется службой оповещения и применяется исключительно в исследовательских целях.

Т. М. Джорджес

Радиолокатор. Радиолокатор излучает импульсы электромагнитной энергии в диапазоне волн, которые проникают сквозь облачный покров урагана и дают трехмерное изображение его внутреннего строения с угловым разрешением примерно 1°. Современные метеорологические радиолокаторы (рис. 2) позволяют наблюдать интенсивные осадки за облачной стеной урагана и скорость перемещения области осадков. Скорость перемещения определяют с помощью доплеровского радара, используя тот самый закон, в соответствии с которым происходит знакомое всем изменение частоты сигнала от проносящегося мимо поезда или автомобиля. Зона осадков отражает излученный радиолокатором импульс и вызывает изменение радиоотражательного сигнала, пропорциональное радиальной (доплеровской) скорости, в направлении к радиолокатору или от него. Отражательная способность зоны осадков пропорциональна интенсивности дождя, снега или града.

Используемые Национальной службой погоды США радиолокаторы создают контурные яркостные карты на индикаторах кругового обзора (ИКО), позволяющих определять расстояние и направление на зону осадков, яркость которой воспроизводится в ступенчатой шкале (рис. 3 *а*). По яркостным изображениям можно оценить интенсивность осадков и обнаружить области плохой погоды, однако предсказать появление торнадо удается далеко не всегда. Самые яркие области часто соответствуют граду. Радиолокационное обнаружение торнадо основывается главным образом на таких показателях, как степень яркости, высота вершины вихря и иногда особенности движения крюкообразных радиоэхо, различимых на индикаторах кругового обзора (ИКО) с яркостной отметкой целей (рис. 3 *б* и 3 *в*).

Одно из первых изображений поля доплеровской скорости вихря было получено, когда импульсный доплеровский радар соединили с ИКО. Такие интенсивные метеорологические явления, как торнадо, визуальное наблюдение которых затруднено днем из-за ливневых осадков и ночью из-за наступления темноты, создают в поле доплеровской скорости демаскирующий след — сигнатуру. При изображении поля доплеровской скорости в изолиниях (изодопах) сигнатура вращающегося вихря имеет вид симметричного куплета — двух серий замкнутых изолиний противоположного знака, что соответствует скорости в направлении к радиолокатору или от него (рис. 3 *в* и 3 *г*). Такое строение поля скорости предвещает появление торнадо, разрушительные ветры и град.

На рис. 3 показан особенно крупный циклонический вихрь — торнадо с отчетливыми яркостной и изодопной сигнатурами. Структура циклона напоминает сигнатуру симмет-

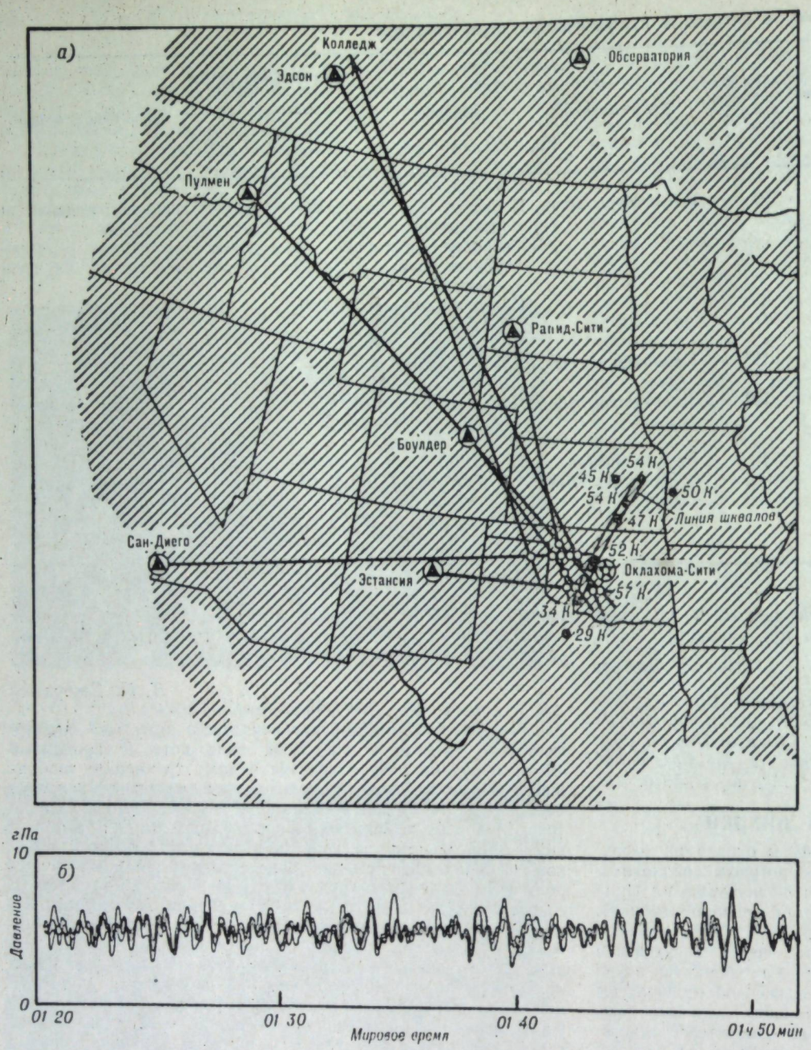


Рис. 1. Инфразвуковые и микробарографные наблюдения при прохождении сильной грозы в Оклахоме. (*Wave Propagation Laboratory, NOAA*)

а — карта западной части США, показывающая пересекающиеся инфразвуковые пеленги семи обсерваторий (седьмая расположена в Колледже на Аляске); оцифрованные точки — обнаруженные радиолокаторами грозовые ячейки с вершинами, достигающими указанной высоты (*К*=305 м); самые сильные ветры часто отмечаются на южном конце линии шквалов;
б — совмещенные записи давления, полученные на четырех микробарографах в Боулдере во время этой грозы.

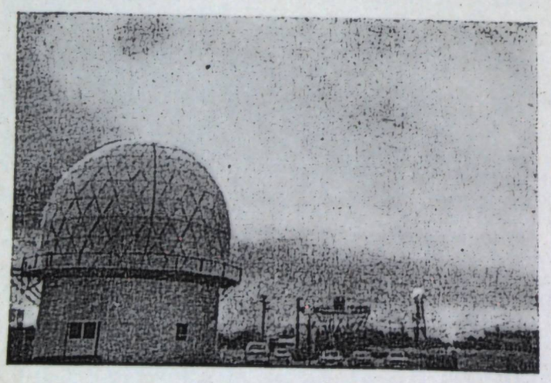


Рис. 2. Радиолокационная станция Национальной лаборатории по изучению сильных штормов в Нормане (штат Оклеид). (*National Severe Storms Laboratory, NOAA*)

В большом полусферическом обтекателе находится доплеровский метеорологический радиолокатор, а в обтекателе на высокой вышке — радиолокатор недоплеровского типа WSR-57, используемый в системе Национальной службы погоды.

рично-круговой конвергенции воздуха, развернувшуюся по часовой стрелке на 90°. О наличии некоторой конвергенции и вращения свидетельствует яркостная спираль. На это же указывает угловое смещение изодопных максимумов относительно центра циклона по часовой стрелке, причем положительный максимум находится несколько ближе к радиолокатору (см. рис. 3 *в*).

Воспроизведение полей яркости и доплеровской скорости на цветных телевизионных трубках облегчает количественную оценку и обеспечивает лучшее разрешение сигнатур. Условно-цветовое изображение доплеровских скоростей в оттенках синего (к радиолокатору) и красного (от радиолокатора) цвета в зависимости от нарастания яркости позволяет быстро и надежно обнаруживать циклоны и определять их характер. Доплеровский радиолокатор позволяет различить среди многих явно сильных грозовых ячеек такие, циркуляция в которых способна привести к возникновению торнадо.

Проводилась оценка улучшения достоверности штормовых предупреждений, достигаемого с помощью доплеровских радаров. Вероятность обнаружения торнадо (ВОТ) в этом случае составила 0,69, а вероятность ложных тревог (ВЛТ) — 0,25. Метеорологическое бюро, обслуживающее тот же район с помощью стандартных методов, имело показатели ВОТ= =0,47 и ВЛТ=0,4. Особое значение имеет то обстоятельство, что доплеровский метод позволяет обнаруживать торнадо за 20 мин до их соприкосновения с поверхностью Земли. Система же оповещений, базирующаяся на результатах ви-

слоистообразные (слоистые), кучевообразные (кучевые) и перистообразные (волокнистые). Первые два типа действительно являются основными, поскольку относящиеся к ним облака образуются соответственно в устойчивой и неустойчивой конвективной атмосфере, в то время как образование относящихся к третьему типу ледяных облаков, которые обычно гораздо менее плотные и расположены выше, трудно связать с каким-то определенным типом движения воздуха. Последующие классификации, основанные, как и первая, на визуальном определении формы облаков, отличались незначительно. Однако в конце XIX в. особое внимание стало уделяться высоте облаков, поскольку непосредственно измерять ветер на высотах было сложно и появилась надежда получить данные о ветре в большом масштабе, объединяя данные наблюдений за движением облаков с достаточно точными оценками их высоты, основанными исключительно на определении их формы.

Классификация облаков ВМО. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) использует классификацию, которая была предложена в 1894 г. и претерпела лишь незначительные изменения. Эта классификация вобрала в себя все лучшее из существовавших в то время наиболее удачных классификаций. В соответствии с этой классификацией об-



Рис. 1. Перистые облака со слабыми следами выпадения ледяных кристаллов на большой высоте. (*F. Ellerman, U. S. Weather Bureau*)



Рис. 2. Небольшие кучевые облака (*U. S. Weather Bureau*)

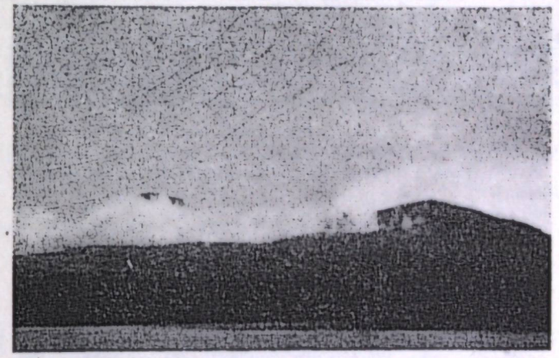


Рис. 3. Слоистые облака, частично расположенные ниже вершины холма. (*U. S. Weather Bureau*)

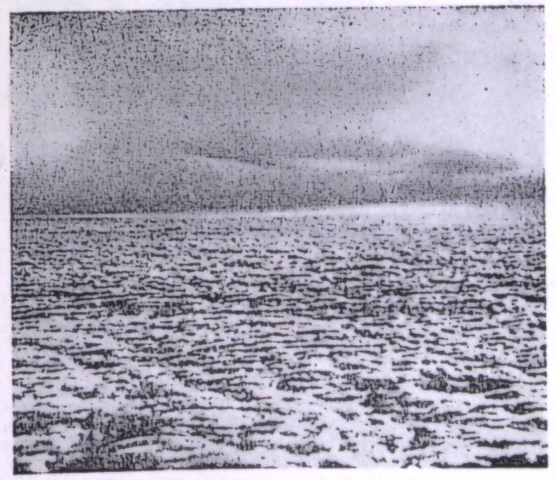


Рис. 4. Вид облачности с горы Маунт-Уилсон, штат Калифорния: вверху — вуаль перисто-слоистых облаков, внизу — вершины слоистых облаков нижнего яруса (*F. Ellerman, U. S. Weather Bureau*)

лака, образующиеся в средних широтах, делятся на облака нижнего яруса (высота основания облака менее 2 км), облака среднего яруса (высота основания 2—7 км) и облака верхнего яруса (высота основания примерно 7—14 км). Названия основных трех форм облаков используются в различных комбинациях и определяют десять характерных видов.

1. Перистые (*Cirrus*). Высокие облака белого цвета с волокнистой структурой (рис. 1).
2. Кучевые (*Cumulus*). Отдельные облака, возвышающиеся в виде купола или башни над уровнем нижней границы облака (рис. 2).
3. Слоистые (*Stratus*). Слои облачности значительной протяженности или разорванные плотные низкие облака без различимых деталей (рис. 3).
4. Перисто-слоистые (*Cirrostratus*). Перистая облачность значительной протяженности, образующая единый слой облаков (рис. 4).
5. Перисто-кучевые (*Cirrocumulus*). Высокие тонкие облака волнистой структуры или в виде отдельных пятен (рис. 5).
6. Слоисто-кучевые (*Stratocumulus*). Слоистые облака нижнего яруса, имеющие пятнистую, комковатую или волнистую структуру (см. рис. 4).
7. Высоко-кучевые (*Altocumulus*). Облака среднего яруса, похожие на слоисто-кучевые (рис. 6).
8. Высоко-слоистые (*Altostratus*). Плотные значительной протяженности облака среднего яруса (рис. 7).
9. Слоисто-дождевые (*Nimbostratus*). Темные обложные облака с низким основанием, из которых выпадают осадки в виде дождя или снега.

10. Кучево-дождевые (*Cumulonimbus*). Развитая кучевая облачность, из которой выпадают ливневые осадки в виде дождя или снега (рис. 8).

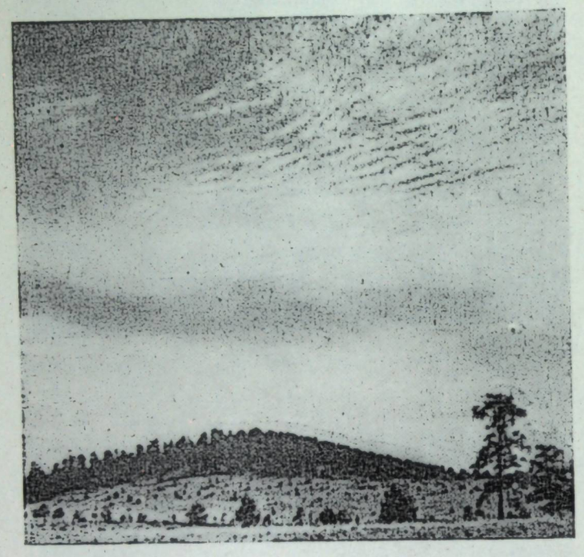


Рис. 5. Перисто-кучевая облачность — высокие тонкие облака с волокнистой структурой. (*A. A. Lothman, U. S. Weather Bureau*)

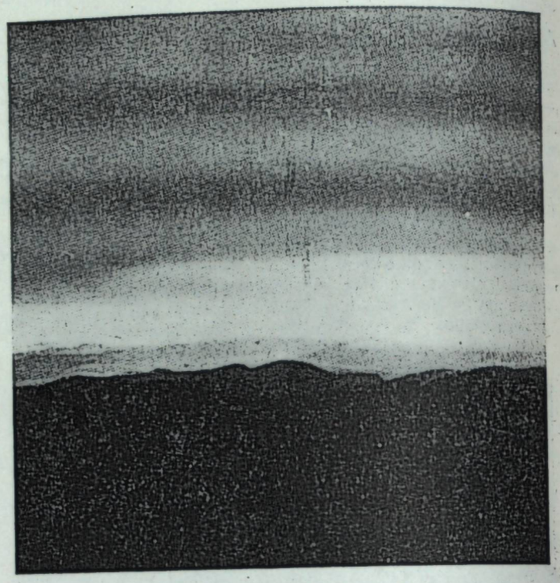


Рис. 7. Высоко-слоистая облачность — средний ярус; мощные слои таких облаков, простирающихся до нижнего яруса и дающих обложные осадки, называются слоисто-дождевыми облаками. (*C. F. Brooks, U. S. Weather Bureau*)



Рис. 6. Высоко-кучевая облачность — средний ярус. (*G. A. Lott, U. S. Weather Bureau*)



Рис. 8. Кучево-дождевые облака, сфотографированные с возвышенности, ограничивающей долину р. Колорадо. (*Lt. B. H. Wyatt, U. S. N., U. S. Weather Bureau*)

Обратите внимание на полосы падения ливневых дождей, заметные под некоторыми облаками.

Классификация облаков по типу движения воздуха. В настоящее время развитие учения об облаках получило дополнительный толчок, связанный с открытием не требующих значительных затрат методов засева облаков искусственными частицами, способствующими кристаллизации, с целью стимулирования или увеличения интенсивности осадков. Изучение облаков показало, что на основе данных лишь о внешнем виде облака невозможно достаточно полно охарактеризовать его физические свойства, которые определяют его эволюцию. На протяжении всей эволюции облака наиболее важными характеристиками, по-видимому, являются движения воздуха и спектр распределения по размерам облачных частиц, включая ядра конденсации.[1] Эти характеристики существенно изменяются с течением времени и различны в разных частях облака, поэтому необходимо тщательное изучение отдельных облаков с помощью таких дорогостоящих средств, как самолеты и радиолокаторы. Взаимосвязь физических процессов в облаках является очень сложной, и, до тех пор пока она не будет достаточно изучена, невозможно создать удовлетворительную физическую классификацию. По мнению

[1] Очень важной характеристикой облака является его фазовое строение. (*Прим. ред. пер.*)

на поверхности Земли составляют общее движение относительно земной оси. Угловой момент единицы массы воздуха описывается выражением

$$M = (u + \Omega a \cos\varphi)\, a \cos\varphi. \qquad (4)$$

Эта величина, осредненная вдоль круга широты, при отсутствии внешней силы остается постоянной.

Приземные восточные ветры в низких широтах и западные ветры в высоких широтах, создавая противоположно направленные силы трения, образуют приложенный к атмосфере момент сил. Напряжение трения τ_x может быть оценено по

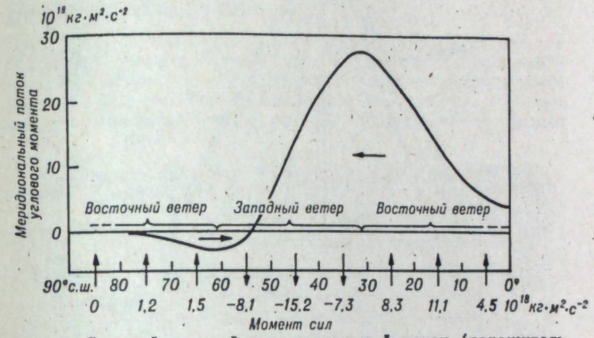


Рис. 2. Средний годовой меридиональный поток (положительный, если направлен на север) углового момента в северном полушарии, а также момент сил трения у поверхности как функция широты.

Максимальные потоки зимой на 50 % больше, а летом на 75 % меньше, чем приведенные значения; в южном полушарии сезонные вариации значительно меньше.

приходящих и уходящих потоков), R_3 — полный радиационный поток у земной поверхности, Q_s — поток тепла от поверхности Земли в атмосферу, LE — поток теплоты фазовых переходов у поверхности Земли (E — скорость испарения, L — удельная теплота парообразования), LP — нагревание атмосферы за счет выделения теплоты фазовых переходов при осадках (P — интенсивность осадков).

Таблица 1. Притоки тепла к атмосфере

Тепловой баланс атмосферы	$\overline{R_a} + \overline{Q_s} + L\overline{P}$
Теплота фазовых переходов	$L(\overline{E} - \overline{P})$
Теплообмен земной поверхности	$\overline{R_3} - \overline{Q_s} - L\overline{E}$
Радиационный баланс системы Земля—атмосфера	$\overline{R_a} + \overline{R_3}$

С другой стороны, непосредственные расчеты потоков величин, приведенных в табл. 2, могут быть произведены по данным аэрологических наблюдений с использованием формулы (3). Энергия атмосферы представляет собой сумму $c_pT + gz$, причем в процессе восходящих движений изменения обоих слагаемых взаимно компенсируются: в результате уменьшения плотности поднимающегося воздуха уменьшается и его энтальпия на величину, равную приросту потенциальной энергии за счет подъема. Величина $c_pT + gz$ почти всегда возрастает с высотой, а Lq — убывает.

Различные компоненты энергетического баланса, просуммированные по 30-градусным широтным поясам, приведены на рис. 3. Примерно 81 % полной энергии радиации, поглощаемой поверхностью Земли, расходуется на испарение. Это теряемое атмосферой тепло компенсируется выделением теплоты фазовых переходов при конденсации водяного пара и

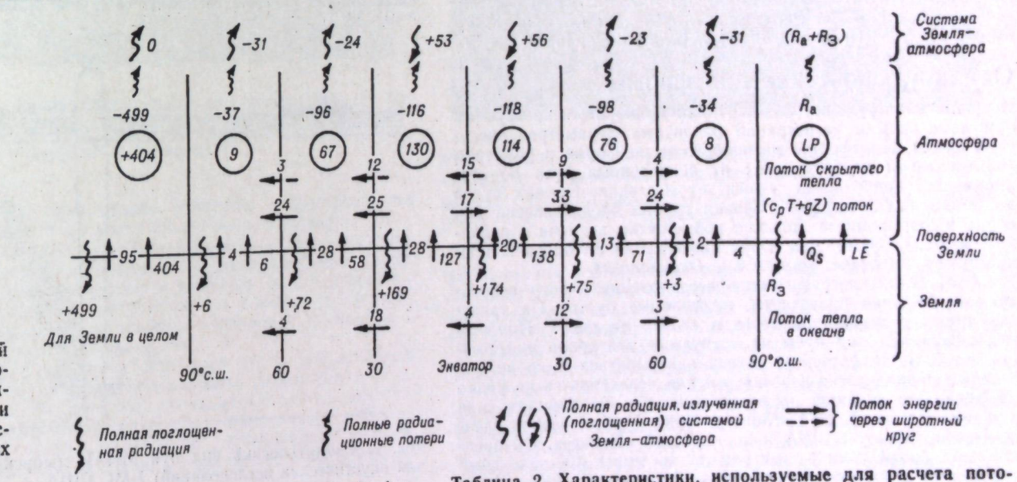


Рис. 3. Средний годовой тепловой баланс Земли в целом и для 30-градусных широтных поясов.

скорости приземного ветра с помощью эмпирической формулы, после чего, используя выражение (2), можно получить оценку меридионального потока углового момента.

Силы трения ослабляют зональную циркуляцию. Поскольку в течение длительного времени зональная циркуляция в среднем не изменяется, то момент количества движения переносится из области приземных восточных ветров в область приземных западных ветров. Расчеты по выражению (3), где x заменено на M из соотношения (4), показывают, что такой меридиональный поток существует главным образом в верхней тропосфере. Следовательно, в низких широтах момент количества движения переносится от поверхности вверх, движется к полюсам в верхних слоях атмосферы и затем к поверхности Земли в зоне западных ветров. На рис. 2 показан средний годовой меридиональный поток момента количества движения и моменты сил трения в каждом широтном поясе.

Баланс тепловой энергии. Энергетический баланс может быть рассчитан с помощью подстановки в выражение (2) величин, приведенных в табл. 1. В этой таблице представлены следующие источники тепла: R_a — полный радиационный поток на верхней границе атмосферы (равный разности

Таблица 2. Характеристики, используемые для расчета потоков тепла в атмосфере

Энергия атмосферы	
внутренняя	qT
потенциальная	gz
полная	$c_pT + gz$
Теплота фазовых переходов	L_q

Примечание: c_p — удельная теплоемкость воздуха, q — массовая доля влаги.

образовании дождя, снега или града и только 19 % компенсируется переносом тепла от земной поверхности. В тропическом поясе (30° с. ш.—30° ю. ш.) энтальпия системы Земля—атмосфера увеличивается за счет радиации, а избыток тепла переносится в высокие широты воздухом и водяным паром, а также океанскими течениями. Если рассматривать тропические и умеренные широты, то заметны различия в распределе-

нии испарения и потоков тепла от земной поверхности в атмосферу, а также в распределении меридионального переноса различных форм энергии. Это связано с тем, что в северном полушарии бо́льшую часть поверхности занимает суша. В среднем за год насыщенные водяным паром воздушные массы (нижние ветви ячеек Гадлея на рис. 1) сходятся в районе 5° с. ш., где наблюдается максимум осадков. Минимум осадков регистрируется вблизи 30° с. ш., где доминируют нисходящие движения. Вторичный максимум осадков в интервале широт 40—50° связан с циклонической деятельностью. См. *Гидрометеорология.*

Частота и интенсивность циклонов зимой в северном полушарии значительно больше, чем летом. В южном полушарии, где суши меньше, подобные вариации выражены гораздо слабее. Это приводит к тому, что в средних широтах северного полушария меридиональный поток тепла к северу зимой в четыре раза больше, чем летом, в то время как в южном полушарии сезонные вариации составляют всего лишь около 30 %. В тропиках существенные сезонные колебания интенсивности циркуляции Гадлея и области дождей, связанной с ВЗК (рис. 1), наиболее резко выражены в муссонных районах Азии, Австралии и Африки. См. *Муссон.*

В период между поздней весной и ранней осенью соответствующее полушарие получает солнечной радиации много больше, чем теряет за счет инфракрасного излучения. Избыток тепла запасается главным образом в океанах в теплые сезоны и возвращается в атмосферу в виде тепла и теплоты фазовых переходов в холодное время года. Таким образом, океаны являются как бы энергетическими резервуарами, сглаживающими колебания температуры атмосферы как над самими океанами, так и над прибрежными районами, подверженными влиянию морского воздуха. См. *Влияние океана на погоду и климат.*

Ч. У. Ньютон

Лит.: B. L. Dzerdzeevski and H. P. Pogosyan, *Atmospheric Circulation*, 1973; J. R. Holton, An *Introduction to Dynamic Meteorology*, 1972. S. Petterssen, *Introduction to Meteorology*, 3d ed., 1969; W. D. Sellers, *Physical Climatology*, 1965.

Океанографические платформы

Несущие конструкции (станции) для приборов, используемых при измерении и регистрации различных параметров океанской среды. Платформы разнообразны по форме и размерам (обитаемые и необитаемые): от заякоренных буев до стационарных прибрежных вышек, от исследовательских судов до подводных аппаратов. Первая группа предназначена для сбора информации за большие промежутки времени в заданном месте, вторая — для сбора информации на больших площадях за короткое время. См. *Океанология.*

Буи. В океанографических исследованиях часто используются плавучие платформы, называемые буями. Их транспортируют в выбранное место и ставят на якорь. Приборы подвешиваются под буем на требуемой для сбора информации глубине. Информация может записываться и храниться, а также периодически извлекаться или передаваться по радио на приемную станцию по расписанию или по команде (или в обоих режимах). Буй «Монстр» (рис. 1) был создан военно-морским флотом США и корпорацией «Конвер». Он представляет собой диск диаметром 12 м, имеет 100-канальный накопитель информации, работающий дискретно каждый час. Буй снабжен как кратковременными, так и долговременными запоминающими устройствами для хранения накапливаемой информации. В автономном режиме долговременная память хранит всю собираемую информацию в течение одного года.

Другими интересными крупногабаритными плавучими платформами, разработанными в Соединенных Штатах, являются плавучая приборная платформа, работающая в Тихом океане (ППП), и морская платформа для акустических исследований, ведущая наблюдения в Атлантике (МПАИ). Оба буя представляют собой стабилизированные мачты, на подводных частях которых смонтированы приборы для морских исследований. Платформы, номинальная длина которых 106,5 м, к месту постановки буксируются в горизонтальном положении и затем переворачиваются в вертикальное положение путем перераспределения балласта. В вертикальном положении они выступают над водой на 16,5 м. ППП, спущенная на воду в 1962 г., обслуживается экипажем, размещенным в надводной части. МПАИ, спущенная на воду в середине 60-х гг., работает автоматически (рис. 2).

Стационарные платформы. Платформы, подобные применяемым при прибрежном поиске нефти, используются также и в океанографических исследованиях. Островная исследовательская станция «Аргус» (Управление морских исследований), построенная в 1960 г., представляет собой собранную из ферм платформу, поддерживаемую четырьмя опорами.

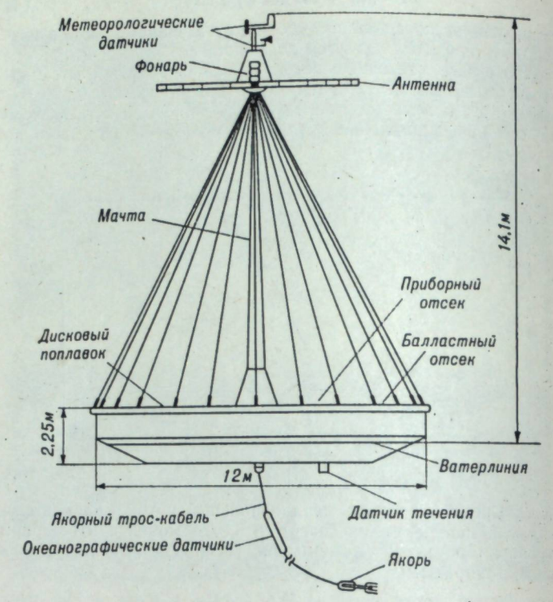


Рис. 1. Конфигурация буя «Монстр».

Масса буя без балласта составляет 43 т, а с балластом из морской воды — 100 т.

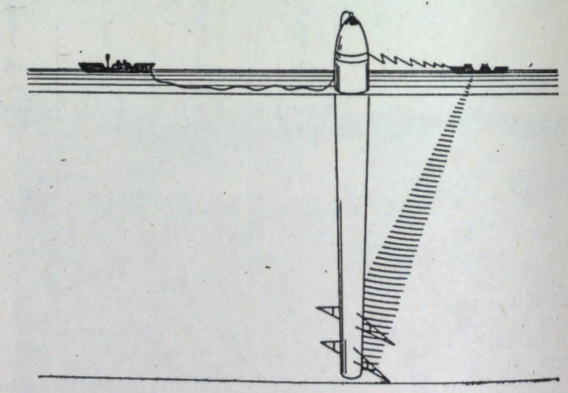


Рис. 2. Схематический вид буя МПАИ (морской платформы для акустических исследований) ВМС США.

В вертикальном «приемном» положении МПАИ принимает подводные акустические сигналы и надводные радиосигналы от передатчика, называемого также судном-целью, которое изображено на горизонте справа. Буксирующее судно, показанное слева, соединено с МПАИ километровым буксирным тросом и питающим кабелем. Информация обрабатывается на борту судна-буксира.

Она установлена у побережья Бермудских островов на банке Плантагенет на глубине 60 м. В ней предусмотрено место для электронного оборудования, ремонтных мастерских, средств профилактического осмотра, склада и жилых помещений примерно на 30 человек. Высота сооружения над средним уровнем малой воды составляет 19,5 м. Еще одно морское сооружение для океанографических наблюдений, известное как вышка NEL, было установлено на глубине 18 м у побережья Сан-Диего. Особенностью этой вышки является ее рельсовая система для подъема и спуска приборов, которая проложена от главной палубы до морского дна с трех сторон мачты. Ряд океанографических наблюдений проводится на многих других прибрежных платформах, таких, как маяки Береговой охраны США и старые нефтяные вышки в Техасе.

Основным средством исследований пространственной изменчивости океана и морского дна являются океанографические суда, представляющие в сущности подвижные наблюдательные платформы. См. *Океанографические суда, Подводные океанографические аппараты.*

Дж. Дж. Хромадик

Лит.: J. F. Brahtz (ed.), *Ocean Engineering*, 1968; The monster buoy, *Geol. Mar. Technol.*, vol. 2, no. 4, 1966; B. J. Muga and J. Wilson, *Dynamic Analysis of Ocean Structures*, 1970; R. L. Trillo (ed.), *Jane's Ocean Technology 1976-77*, 1976.

Океанографические суда

Крупнейшие и основные средства для научного исследования и освоения океанов. Термин «океанографические суда» включает и обычные, и специализированные исследовательские суда, и такие особые исследовательские средства, как подводные аппараты и заякоренные буи. Необитаемые платформы

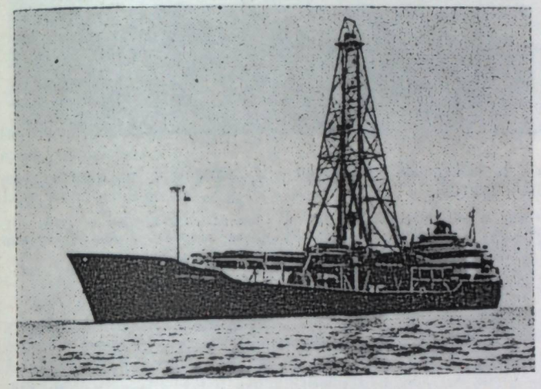


Рис. 1. «Гломар Челленджер», судно для глубоководного бурения (владелец — корпорация «Глоубл Марин»).

Введено в эксплуатацию в 1968 г.; длина 122 м.

и сооружения типа буев, скорее, относятся к аппаратам, чем к судам. См. *Подводные океанографические аппараты.*

Основное назначение исследовательских судов — доставка ученых, инженеров и оборудования в заданный район океана. Для этой цели требуется судно с хорошими мореходными качествами, оборудованное для работ на борту и за бортом, снабженное средствами надежного контроля, управления и маневрирования при любой скорости.

Океанографические суда используются в многоцелевых исследованиях, поэтому они должны быть универсально оснащены и вмещать оборудование, необходимое для осуществления исследовательских программ. В течение одного рейса на больших судах могут проводиться многоцелевые работы, тогда как на малых судах чаще осуществляется исследование одной проблемы.

Такие специализированные океанографические суда, как исследовательские подводные лодки, управляемые буи, рыболовные исследовательские суда, специальные суда для транспортировки и сопровождения подводных аппаратов, буровые исследовательские суда и суда для проведения маршрутной съемки, использовать в многоцелевых океанографических исследованиях нецелесообразно.

Однако сейчас научные исследования океана становятся все более специализированными. Это приводит и к специализации судов. Примером может служить «Гломар Челленджер» (рис. 1) — судно, предназначенное не только для разведки нефти, но и для глубоководных геологических исследований. Другим примером является исследовательский катамаран (рис. 2), созданный для транспортировки и сопровождения подводного аппарата «Алвин».

Типы. Развитие океанографии после 1950 г. сопровождалось соответствующим ростом мирового океанографического флота. В некоторых странах это привело к созданию судов нового типа, но в основном переоборудовались малые военные и торговые суда, построенные во время второй мировой войны. Это позволило, с одной стороны, частично удовлетворить срочные потребности в исследовательских судах (новые суда еще только проектировались), а с другой — дало возможность учреждениям и правительствам, ранее не занимавшимся постройкой океанографических судов, накопить соответствующий опыт без чрезмерных затрат.

При разработке и постройке исследовательского судна различными странами и даже разными учреждениями большую роль играют традиции и географические условия. Например, страны с развитым рыбным промыслом в прибрежных водах, такие, как Япония, более склонны к созданию флота из многочисленных, сравнительно небольших исследовательских судов, тогда как страны с протяженными сухопутными границами, такие, как Советский Союз, ориентируются на крупные, более автономные суда, предназначенные

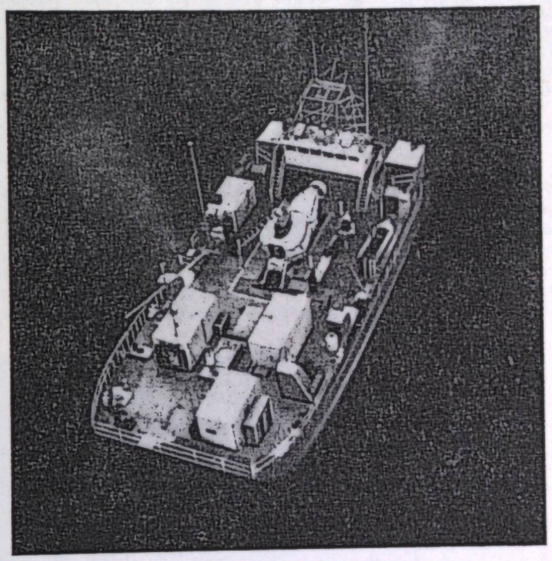


Рис. 2. «Лулу» — плавучая база для подводного аппарата (владелец — Вудсхолский океанографический институт).

Введена в эксплуатацию в 1964 г.; водоизмещение 450 т (1275 м³), длина 32 м, ширина 14 м, осадка 3 м, скорость 3 м·с⁻¹.

для плаваний в отдаленные моря. В таких странах, как США, где флот развивается неправительственными учреждениями, использование в основном малых судов объясняется недостатком средств. Таким образом, национальный исследовательский океанографический флот создается на основе военных, рыбопромысловых и гидрографических программ правительства.

История развития океанографических судов неразрывно связана с историей самой океанографии. На рис. 3 показаны основные шаги в развитии океанографических судов США. На протяжении почти 40 лет единственным крупным исследовательским судном, построенным и обеспечиваемым федеральным правительством, был «Альбатрос», который интенсивно использовался университетскими лабораториями и исследователями. Начиная с 1930 г. и примерно до 1950 г., когда стали создаваться основные исследовательские лаборатории, крупнейшим национальным океанографическим судном являлся «Атлантис», принадлежащий Вудсхолскому океанографическому институту. С расширением области научных исследований в 60-х гг. университетскими лабораториями под научно-исследовательские были переоборудованы суда «Хоризон», «Чейн» и «Гиббс», которые продемонстрировали преимущества хорошо оборудованных судов. Начиная с 1960 г. начали работать новые, специально сконструированные суда. К ним относятся суда класса «Агор», «Атлантис-II» и несколько малых судов, таких, как суда класса «Океанус» и класса «Джир» (рис. 3—5).

Стоимость содержания исследовательского судна составляет значительную часть общих расходов на океанографические исследования. Около 40 % общей суммы поглощают текущие расходы. Поскольку экономические показатели исследовательского судна зависят от научной продуктивности, которая обеспечивается и самим судном, и научным персоналом, работающим на нем, эффективность исследовательского

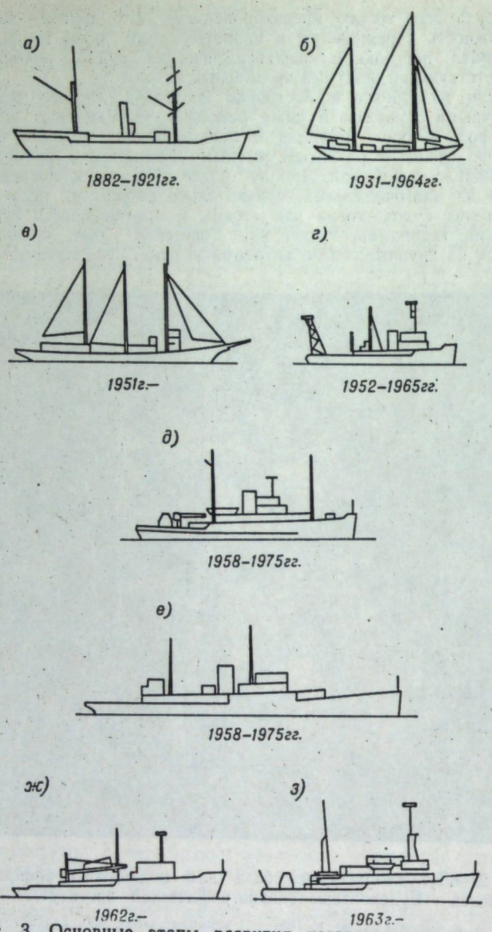


Рис. 3. Основные этапы развития исследовательских судов США.

а — «Альбатрос», длина 71 м; *б* — «Атлантис», длина 43 м; *в* — «Вима» (переоборудованная яхта), длина 61 м; *г* — «Хоризон» (переоборудованный буксир), длина 43,5 м; *д* — «Чейн» (переоборудованный буксир), длина 65 м; *е* — «Гиббс» (переоборудованное военное судно), длина 94,5 м; *эс* — судно класса «Агор», длина 63 м (работает 5 судов); *з* — «Атлантис-II», длина 64 м.

судна трудно измерить параметрами, принятыми для прочих судов.

Более современные суда постепенно вытесняют устаревшие. В Великобритании новое судно «Дискавери» водоизмещением 2800 т (7930 м³) заменило пароход «Дискавери» водоизмещением 1736 т (4916 м³), построенный в 1929 г. В США новое судно «Атлантис-II» водоизмещением 2300 т (6510 м³) заменило сейнер «Атлантис» водоизмещением 350 т

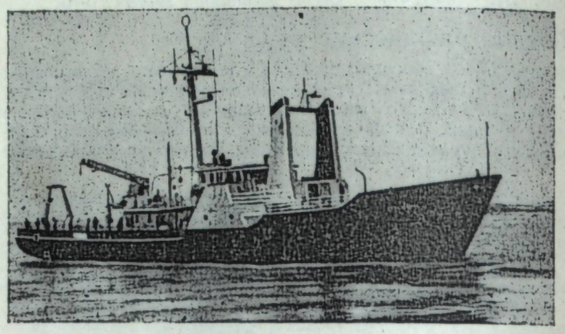


Рис. 4. «Океанус» (владелец — Вудсхолский океанографический институт).

Введено в эксплуатацию в 1975 г.; водоизмещение 960 т (2720 м³), длина 53,4 м, ширина 10 м, осадка 5,3 м, скорость 8 м·с⁻¹; научный состав 12 человек, команда 12 человек.

(990 м³) образца 1930 г. На «Атлантисе-II» (рис. 6) могут разместиться 26 научных сотрудников и 26 человек личного состава; научные лаборатории занимают площадь 300 м². На старом «Атлантисе» размещалось 9 научных сотрудников, 20 человек личного состава, а площадь лабораторий была 40 м².

Интересно, что при примерно равных водоизмещении и мощности «Атлантис-II» (построен в 1963 г.) в первый год работы проплыл 67 300 км, т. е. две третьих пути, пройденного «Челленджером» (построен в 1872 г.) за три года.

Требования исследователей. Для успешного проведения работ исследовательское судно должно иметь конструкцию, достаточно гибкую, для того чтобы не препятствовать внедрению новой исследовательской техники. Так, например, во Франции и особенно в США развитие глубоководных аппаратов потребовало исследовательских судов, способных поднять эти аппараты из воды и обслужить их даже при сильном волнении. В дальнейшем многоцелевые исследовательские

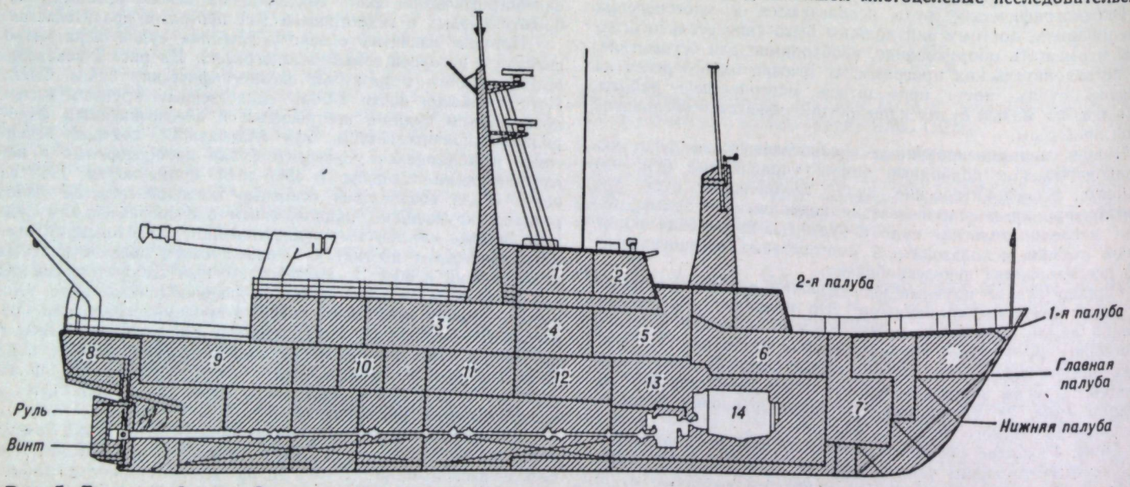


Рис. 5. Внутренний вид «Океануса», показывающий расположение отсеков и двигательной установки.

1 — штурманская рубка, *2* — мостик, *3* — главная лаборатория, *4* — библиотека, *5* — кают-компания, *6* — отделение вспомогательного генератора, *7* — помещение для носового подруливающего устройства, *8* — кладовые, *9* — нижняя лаборатория, *10* — помещения для научных сотрудников, *11* — помещения для офицеров, *12* — помещения для команды, *13* — машинное отделение, *14* — главная машина.

суда смогут поднимать на борт аппараты массой до 100 т. На рис. 7 показано высокоманевренное многоцелевое исследовательское судно, которое работает совместно с «Лулу», являющейся плавучей базой подводного аппарата.

Перспективы. В будущем основным типом исследовательского судна будет, вероятно, подводная лодка. Обитаемые океанские станции типа больших буев уже работают в Мо-

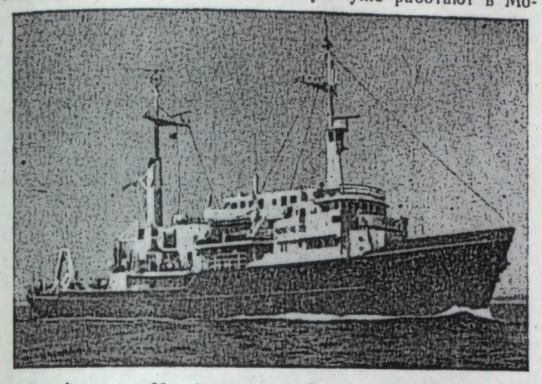


Рис. 6. «Атлантис-II» (владелец — Вудсхолский океанографический институт).

Введено в эксплуатацию в 1963 г.; водоизмещение 2300 т (6510 м³), длина 64 м, ширина 13,4 м, осадка 4,9 м.

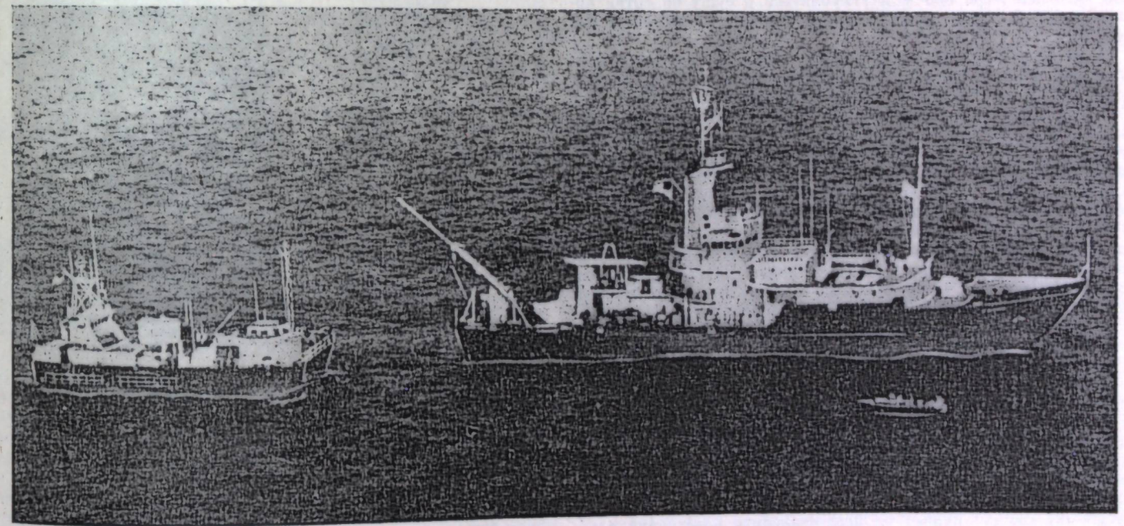


Рис. 7. Исследовательское судно «Кнорр», работающее вместе с «Лулу» — плавучей базой для подводного аппарата.

Водоизмещение 2100 т (5950 м³), длина 72 м.

нако и Калифорнии. При высокоскоростных исследованиях и разведочных работах с использованием оборудования для проведения непрерывных измерений могут оказаться эффективными суда на подводных крыльях. См. *Океанографические платформы.*

Для работы с мощной аппаратурой, снабженной прецизионным управлением, будут созданы обычные и некоторые специализированные исследовательские плавучие средства, такие, как буй с увеличенным сроком службы, установки для бурения и взятия колонок грунта, для проведения донных экспериментов и постановки приборов на дно, установки для буксировки приборов большой массы на глубинах 6000 м и более. Они также должны будут обслуживать большие автоматизированные системы для сбора и регистрации информации, снабженные компьютером для ее обработки на месте.

Джонатан Лейби

Лит.: J. Dermody, J. Leiby, and M. Silverman, An evaluation of recent research vessel construction in the United States, *Trans. Soc. Nav. Architects Mar. Eng.*, 72: 405—444, 1964; IGY World Data Center for Oceanography and the National Oceanographic Data Center, *Oceanographic Vessels of the World*, 1961; T. G. Lang, W. J. Sturgeon, and J. D. Hightower, *The Use of Semisubmerged Ships for Oceanic Research*, Mar. Tech. Soc., San Diego, 75 CHO 995-1 OEC, September 1975; J. Leiby, *History, Design Criteria and Construction of a High Powered Intermediate-Sized Oceanographic Ship*, Mar. Tech. Soc., San Diego, 75 CHO 995-1 OEC, September 1975; S. B. Nelson, *Oceanographic Ships Fore and Aft*, U. S. Government Printing Office, 1971; L. Rosenblatt, The design of modern oceanographic research ships, *Trans. Soc. Nav. Architects Mar. Eng.*, 68: 193—263, 1960; J. O. Traung and N. Fujinami, *Research Vessel Design*, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1961; A. C. Vine and J. Leiby, *Status of Oceanographic Ships in the United States with a View into Future Developments*, Soc. Nav. Architects Mar. Eng. Philadelphia Sec., March 1967; R. P. Voelker and J. K. Kim, *Oceanographic Research Ship Capabilities in Ice*, Mar. Tech. Soc., San Diego, 75 CHO 995-1 OEC, September 1975.

Океанография эстуариев

Включает физику, химию, биологию и геологию эстуариев. Эстуарием называется участок прибрежных вод, свободно сообщающихся с морем. В пределах такого участка морская вода до некоторой степени разбавлена впадающими реками. Иногда прибрежные участки за пределами дельты обладают свойствами, характерными для эстуариев, и поэтому методы их исследования подобны. В связи с этим океанография эстуариев занимается изучением и тех районов, которые, строго говоря, не подходят под приведенное выше определение эстуариев. Кроме того, существуют полузамкнутые заливы и лагуны, в которых испарение равно или превышает приток пресной воды, так что соленость либо равна солености морской воды (нейтральные эстуарии), либо превосходит ее (эстуарии с повышенной соленостью). Однако большинство эстуариев относится к обычному типу, в котором речной сток и осадки превышают испарение.

Топографическая классификация. Изрезанность береговой линии является следствием недавних изменений уровня моря. В период плейстоценового оледенения значительная часть морской воды была связана в континентальных ледниковых щитах и уровень моря был на 100 м ниже современного. Речные воды стремились к этому базисному уровню, и в областях, не покрытых льдом, шло углубление речных долин. Во время Фландрской трансгрессии уровень моря повышался со скоростью примерно 1 м в столетие и эти долины оказались затопленными. Разнообразие форм образовавшихся эс-

туариев во многом зависит от того, в какой мере долина заполнена отложениями речного стока, или от береговой эрозии.

В районах с большим речным стоком и большим выбросом отложений долины оказались заполненными и даже образовались дельты. Наиболее развитые дельты встречаются там, где величина прилива мала, а течения не в состоянии эффективно перераспределять речные наносы, т. е. в тропических и субтропических районах. Рукава дельты, как правило, неглубоки, и нередко устье рукава является самой мелководной частью, где располагается наносная отмель. Такой тип дельты свойствен, например, рекам Миссисипи и Нигер.

В районах, где вынос отложений был невелик, долины оказались незаполненными, но, возможно, процесс заполнения все еще продолжается. Такие затопленные долины рек, или эстуарии прибрежных равнин, сохраняют топографические особенности речных долин: меандры, треугольный поперечный разрез и равномерное расширение в направлении устья, которое часто сужено намывными отмелями. Речной сток практически постоянен в течение всего года, а вынос отложений обычно невелик. Такие эстуарии встречаются в районах с большой величиной прилива, где течение способствует выносу отложений из эстуариев. Они типичны для районов умеренного климата, в частности для восточного побережья Северной Америки и Северо-Западной Европы. В качестве примера можно привести систему эстуариев Чесапикского залива, Темзу и Жиронду.

В районах активного оледенения речные долины были дополнительно углублены ледниками и образовались фьорды. Для таких эстуариев характерны скалистые бары или пороги у устья глубиной всего лишь несколько десятков метров. Однако внутренняя часть дельты может достигать глубины по меньшей мере 600 м и углубляться в сушу на сотни километров. Фьорды типичны для побережья Норвегии и Канады.

Встречается еще один тип эстуариев, называемых отмелевыми. Они образуются на низких побережьях там, где обширные лагуны связаны с морем небольшими узкими проливами. Приливные течения в мелких лагунах незначительны, в глубоких проливах течения сильнее. Как и в некоторых предыдущих случаях, вход обычно загорожен баром. В тропических областях в жаркие сезоны может набюдаться повышенное содержание солей в лагунах. Такие лагуны типичны для южных штатов США и некоторых районов Австралии.

Время жизни эстуариев невелико, так как небольшие изменения уровня моря могут вызвать в них значительные изменения. Если бы современные ледники растаяли, то, как полагают, уровень моря поднялся бы на 50 м. Это привело бы к большим изменениям формы и расположения эстуариев.

Физическая структура и циркуляция. В эстуариях речной сток взаимодействует с морской водой; приливные движения, поверхностное напряжение ветра и движение реки способствуют перемешиванию речной и морской воды. Различие в солености речной и морской воды — примерно на 35 ‰ — создает различие в плотности, равное примерно 2 %. Хотя разница и невелика, тем не менее этого достаточно для возникновения в воде горизонтальных градиентов давления, которые влияют на характер течения. Плотностные различия, вызванные разностью температур, несколько меньше. Поэтому соленость сильно влияет на перемешивание в эстуарии и является показателем характера циркуляции. Ясно, что в эстуариях со сходной топографией характер циркуляции зависит от речного стока и величины прилива. Ветер сильно перемешивает воды мелких эстуариев, особенно лагун, но действует эпизодически. Однако ветер может привести к значительной изменчивости циркуляции, что создает большие трудности при обработке данных наблюдений. См. *Морская вода.*

Эстуарии с соленым клином. Пресная вода, менее плотная, чем морская, при движении к выходу натекает на морскую воду, которая проникает в эстуарий над дном в виде соленого клина (рис. 1). Благодаря этому создается вертикальная стратификация солености, причем между двумя водными массами образуется узкая зона, называемая галоклином, где соленость претерпевает резкие изменения, достигающие 30 ‰ на 0,5 м. Если прилив отсутствует, то вода в соленом клине почти неподвижна. Если же поверхностный слой вытекает в море с достаточно высокой скоростью, то на поверхности галоклина могут возникнуть волны. Волны разрушаются, выбрасывая в пресный поверхностный слой малые порции соленой воды. Этот процесс называется вовлечением и наблюдается по всему галоклину. Пресная вода вниз не поступает, и поэтому во всем эстуарии соленость клина почти постоянна. Однако клин теряет соленую воду, которая попадает в поверхностный слой и выносится в море. Для возмещения потерь должен существовать компенсирующий поток, направленный к вершине эстуария, но гораздо меньший, чем поток в поверхностном слое. Трение между этими двумя слоями вблизи галоклина создает значительный градиент скорости. В результате скорость перемещения соленого клина зависит от скорости потока в поверхностном слое, т. е. от скорости речного стока. Примером эстуария с соленым клином является устье Миссисипи. Когда течение в Миссисипи невелико, соленый клин вытягивается в глубь материка более чем на 160 км, но при большом расходе он протянется вверх по течению лишь примерно на 1,6 км от дельты. Неко-

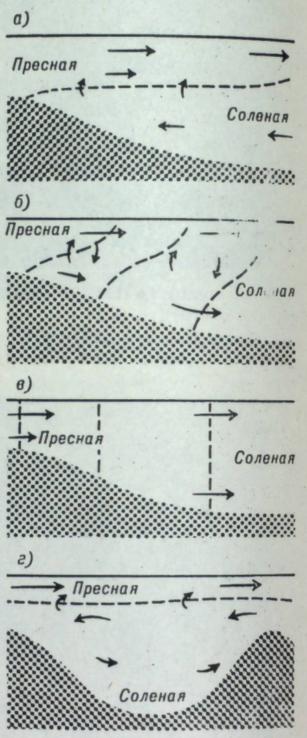


Рис. 1. Типы эстуариев.

а — с соленым клином, *б* — с частичным перемешиванием, *в* — с полным перемешиванием, *г* — фьорд.

торые отмелевые эстуарии в районах ограниченных величин прилива, а также в периоды мощного расхода рек представляют собой типичные эстуарии с соленым клином.

Эстуарии с частичным перемешиванием. При заметных приливных движениях вся масса воды в эстуарии поднимается и опускается с приливным периодом примерно 12,5 ч. Приливные течения испытывают над ложем эстуария значительное трение, возникает турбулентность. Турбулентность способствует перемешиванию воды в гораздо большей степени, чем вовлечение, однако связь между обменом и градиентом солености и скорости изучена плохо. Тем не менее турбулентное перемешивание не только вносит соленую воду в более пресный поверхностный слой, но и переносит пресную воду вниз. По этой причине в нижнем слое наблюдается понижение солености по направлению к вершине эстуария, а в поверхностном — постепенное повышение солености по направлению к морю. В результате вертикальный градиент солености оказывается значительно меньше, чем в эстуариях с соленым клином. Речная вода движется к морю в поверхностном слое, но так как по мере ее движения и перемешивания соленость воды возрастает, расход такого течения в устье может в несколько раз превышать расход реки. Поэтому компенсирующий поток из моря также больше потока в эстуарии с соленым клином. Скорости этих течений составляют всего лишь несколько сантиметров в секунду, но скорость приливного течения нередко достигает 100 см·с$^{-1}$. В связи с этим определить роль турбулентного перемешивания в эстуарии можно лишь путем осреднения приливных колебаний, что в свою очередь требует достаточно подробных и точных расчетов. Полученный результат, или осредненное течение, зависит от расхода реки, хотя приливные движения в эстуарии могут внести в осредненное течение дополнительный вклад. В каждой данной точке приливный сдвиг частицы

воды будет связан с приливной призмой (объемная разность между уровнями прилива и отлива вверх по течению от выбранной точки). Мгновенная скорость будет зависеть от скорости изменения приливной призмы вверх по течению от выбранного поперечного сечения.

В разных точках поперечного сечения скорости могут значительно отличаться друг от друга. Было обнаружено, что в северном полушарии поверхностное течение, направленное к морю, отклоняется к правому берегу эстуария (если смотреть по течению), а втекающий поток соленой воды прижимается к левому берегу (рис. 2). Причиной этого является сила Кориолиса, отклоняющая движущуюся массу воды вправо. Однако еще более важную роль играют, вероятно, топографические особенности, потому что искривления в очертаниях эстуария способствуют сосредоточению потока у внешней границы излучины. Таким образом, в дополнение к вертикальной циркуляции имеет место горизонтальная, что вызывает наклон галоклина в эстуарии. При этом соленая вода скапливается в глубоком канале, а пресная выносится на мелководные участки. Примерами эстуариев с частичным перемешиванием являются реки системы Чесапикского залива.



Рис. 2. Типичное распределение солености на поверхности (‰) в Чесапикском заливе. (*Из D. W. Pritchard, Estuarine Hydrography, in H. E. Landsberg, ed., Advances in Geophysics, vol. 1, Academic Press, 1952*)

Эстуарии с полным перемешиванием. При очень большой величине прилива образуется достаточное количество турбулентной энергии и создаются условия для полного разрушения вертикальной стратификации солености: столб воды оказывается совершенно однородным по вертикали. В таких эстуариях может существовать горизонтальная изменчивость солености и скорости и хорошо развитая горизонтальная циркуляция; если горизонтальное перемешивание также значительно, то и в разрезе эстуарий может оказаться однородным (эти эстуарии называют одномерными). Так как в таком эстуарии отсутствует компенсирующий поток к суше, то перенос солености вверх по течению осуществляется во время приливного цикла. Соленая вода задерживается в бухточках и затонах, а затем при отливе просачивается обратно и вытекает в основном потоке. С помощью этого механизма происходит распространение соленой воды, однако, как полагают, он эффективен лишь при малом числе приливных волн, приходящих к берегу.

Фьорды. Большая глубина фьордов и сужение их устья приводят к тому, что приливные колебания влияют лишь на приповерхностный слой. Турбулентность, вызванная колебаниями, невелика, и перемешивание осуществляется процессом вовлечения. Таким образом, фьорды можно считать эстуариями с клином солености, в которых нижний слой имеет практически бесконечную толщину. Соленость придонного слоя почти постоянна от устья до вершины, а поверхностный пресный слой имеет глубину лишь несколько десятков метров. Если высота порога не препятствует циркуляции, то втекание воды происходит непосредственно под галоклином, а у дна наблюдается добавочное медленное вытекание. При ограниченной циркуляции восполнение глубинной воды происходит только от случая к случаю, иногда лишь в годовом цикле. В промежутках между вторжениями береговой воды придонный слой может утратить кислород.

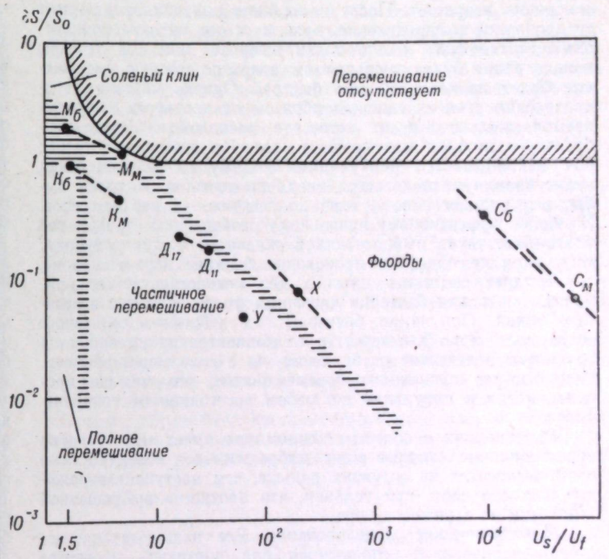


Рис. 3. Диаграмма для классификации эстуариев. (*По D. V. Hansen and M. Rattray, Jr., New dimensions in estuary classification, Limnol. Oceanogr., 11: 319—326, 1966*)

Эстуарий изображен на диаграмме в виде линии; в верхней части перемешивание слабее, чем в нижней; буквы в индексе обозначают большой (*б*) и малый (*м*) речной сток; цифры в индексе — расстояние (км) от дельты; *Д* — р. Джеймс; *М* — р. Миссисипи; *К* — р. Колумбия; *У* — устье р. Мерси; *С* — Силвер-Бей; *Х* — пр. Хуан-де-Фука. δS — перепад солености от поверхности до дна; S_0 — общая средняя соленость; U_s — средняя поверхностная скорость; U_t — скорость течения пресной воды.

Вышеприведенная описательная классификация эстуариев зависит от соотношения сил приливного и речного течений и от влияния этих течений на стратификацию. На рис. 3 приведена диаграмма, построенная по параметрам стратификации и циркуляции, которая позволяет выполнить количественное сравнение эстуариев.

Предсказание удаления и распределения загрязнений. Целью многих исследований эстуариев является предсказание распределения сточных вод, выброшенных в эстуарий. Так как вблизи устья эстуариев с частичным перемешиванием соленая вода разбавлена очень слабо, при выносе пресной воды речным стоком происходит истечение гораздо большего количества перемешанной воды. Следовательно, эстуарии значительно эффективнее, чем реки, разбавляют и выносят загрязнения. Было обнаружено, что увеличение скорости течения реки вызывает одновременно отступление соленой интрузии вниз по течению и более быстрый водообмен с морем. Последний факт объясняется тем, что усиление речного стока способствует росту стратификации; увеличившаяся стратификация сдерживает вертикальное перемешивание и усиливает в поверхностном слое поток, текущий в море. Таким образом, интенсификация речного стока ведет к увеличению

объема пресной воды, накопленной в эстуарии, но в еще большей мере возрастает объем выброшенной воды. Очевидно, что пресной речной воде требуется для прохождения эстуария некоторое время. Время вымывания можно найти как частное от деления полного объема пресной воды, накопленной в эстуарии, на расход течения реки. Для большинства эстуариев время вымывания составляет 5—10 сут.

Если выброс консервативного (неразлагающегося) вещества в эстуарий происходит с постоянной скоростью, то его концентрация в протекающей воде меняется с изменением скорости приливного течения, а распространение происходит путем турбулентного перемешивания. В течение следующего полуцикла, когда вода вновь пройдет точку выброса, концентрация возрастет. После нескольких полуциклов наступит стационарное распределение, причем самые высокие концентрации установятся около точки выброса. Вниз по течению концентрация будет уменьшаться; вверх по течению уменьшение будет происходить еще быстрее. Однако характер распределения зависит главным образом от плотности выбрасываемой жидкости и от того, где расположена точка выброса — в нижнем или верхнем слое. На движение сточных вод накладывается циркуляция, поэтому их максимальная концентрация располагается вверх по течению от точки выброса в нижнем слое и вниз по течению — в верхнем слое. Наиболее эффективному начальному разбавлению сточных вод благоприятствует выброс легкой жидкости у дна эстуария: тогда при ее поднятии происходит быстрое перемешивание.

Труднее составить прогноз для неконсервативных примесей, таких, как бактерии кишечных форм, живущие в сточных водах. Популяция бактерий под действием солнечного света постепенно вымирает, и ее концентрация уменьшается не только вследствие разбавления, но и с течением времени. Чем быстрее происходит перемешивание, тем меньше процент смерти в популяции на любом расстоянии от точки выброса.

В эстуариях с соленым клином, где имеет место слабое перемешивание, сточные воды, выброшенные в поверхностный слой, выносятся из эстуария раньше, чем наступает заражение нижнего слоя, при условии, что плотность выброшенной жидкости не слишком велика.

Математическое моделирование. Все чаще математическое моделирование используется для получения прогнозов распространения загрязнений на основе минимального количества натурных данных. Несмотря на то что основные математические уравнения могут быть сформулированы, их решение в полной форме невозможно, так как они содержат слишком много неизвестных. Поэтому с целью уменьшения числа неизвестных делаются различные предположения, в том числе и пространственное осреднение для сведения трехмерной задачи к двумерной или даже одномерной. Коэффициенты обмена, которые плохо известны, считаются постоянными или задаются простой пространственной функцией и подбираются таким образом, чтобы модель соответствовала имеющимся исходным данным.

Обычно первым шагом является моделирование течения и распределения солености. Так как характер течения зависит от поля плотности, плотность и течение — взаимосвязанные проблемы. Далее предполагается, что загрязняющее вещество является пассивной примесью, и при расчете его распространения используют параметры течения с соответствующими коэффициентами обмена. В простых моделях среднее течение считается зависящим только от расхода реки, а приливной поток задается приливной призмой. Деление на участки основывается на простых предположениях о характере перемешивания и примитивных коэффициентах обмена. Далее на основе минимального количества натурных данных можно вычислить среднюю концентрацию соли и загрязняющих веществ на поперечных сечениях. Такие модели называют моделями приливной призмы. Одномерные модели очень близки к ним, но используют более частую сетку, а для их реализации требуются очень подробные данные. В двумерных моделях или предполагается вертикальная однородность и учитывается горизонтальная изменчивость, или наоборот. Основные трудности возникают при учете приливных колебаний зеркала эстуария: модели при этом требуют значительно бо́льших затрат и многочисленных исходных данных, но лучше приближаются к реальности. Однако до построения идеальной модели, требующей лишь сведений о топографии, расходе рек и величине прилива, еще далеко.

Эстуарии как среда обитания. Эстуарии весьма продуктивны. По сравнению с условиями жизни в других водоемах условия жизни в эстуариях весьма сложны и изменчивы. В них обитает меньше видов, чем в некоторых других районах моря, что объясняется большой изменчивостью среды. Среди этих видов много панцирных, легко переносящих короткие периоды экстремальных условий. В то же время подвижные организмы обладают способностью избегать экстремальных ситуаций. Эстуарии населяет большое число видов морских животных, имеющих промышленное значение. Для многих организмов они являются нерестилищами и питомниками молоди.

Речной сток — важнейший источник питательных веществ, таких, как нитраты и фосфаты, концентрация которых здесь выше, чем в море. А эти питательные вещества усваиваются планктоном в процессе фотосинтеза. Несмотря на то что большая концентрация взвесей препятствует проникновению света глубже относительно тонкого поверхностного слоя, продуктивность высока на всех глубинах эстуария благодаря интенсивному перемешиванию. Концентрация планктона может быть очень высокой, и в этом случае виды, принадлежащие к следующему трофическому уровню — фильтрующие панцирные и рыбная молодь,— получают достаточное количество пищи. Вследствие высокой концентрации планктона на дно осаждается большое количество органического детрита, который усваивается придонными организмами. Приливные течения могут переносить этот детрит в верхние слои. Более полно экология эстуариев рассмотрена в статье *Морская экосистема.*

Между характером циркуляции в эстуарии и распределением фауны существует тесная связь. Предполагается, что некоторые виды планктона, свойственные исключительно эстуарию, удерживаются в его пределах, используя характер циркуляции; пелагические личинки устриц ведут себя таким же образом. Рыбы *Micropogon undulatus* нерестятся в прибрежных водах у восточного побережья США, после чего икра переносится в эстуарий придонным течением.

Осадки в эстуариях. Распределение и перемещение осадков зависит от типа эстуария и его топографии. Большую роль играют также осадки, приносимые в эстуарий реками, при эрозии берегов и из моря; в пределах эстуария относительная роль каждого из этих источников может меняться. Тонкозернистое вещество может переноситься в виде взвеси течением, хотя при локальных низких скоростях может наблюдаться отложение и резорзия. Крупнозернистое вещество движется вдоль ложа главным образом под действием высоких скоростей, поэтому, как правило, в эстуарии оно перемещается в направлении максимального течения.

Тонкозернистые отложения. Тонкозернистое глинистое вещество (диаметр частиц примерно 2 мкм), принесенное во взвеси речным стоком, в море приобретает новые свойства. Основной (катионный) обмен с морской водой может изменить их химический состав. Кроме того, частицы обладают поверхностными ионными зарядами, они притягиваются друг к другу и могут образовывать хлопья. Процесс хлопьеобразования (флоккуляции) зависит от солености воды и концентрации частиц. Обычно полная флоккуляция происходит при солености выше 4‰ и концентрации взвеси около 300 млн$^{-1}$. Это явление способствует увеличению скорости осаждения частиц. Диаметр хлопьев превышает 30 мкм, но внутри них находится прочно удерживаемая вода. Если вещество снова переносится в область с низкой соленостью, то флоккуляция идет в обратном направлении и турбулентность разрушает хлопья. При достаточно высокой концентрации взвешенные частицы могут подавлять турбулентность. В этом случае вещество образует слои, в которых концентрация может достигать $3 \cdot 10^5$ млн$^{-1}$ и которые на эхолотных записях отчетливо прослеживаются в виде слоев «жидкого ила». При низких концентрациях частицы обнаруживаются по своим биологическим индикаторам.

Максимум замутненности. Характерной чертой эстуариев с частичным перемешиванием является наличие максимума замутненности. Это зона, где концентрация взвеси выше, чем в реке или нижней части эстуария. Такие зоны, расположенные в верхней части эстуария вблизи вершины соленого клина, часто связаны с обширными илистыми отмелями, заливаемыми приливами, и с солтингами. Положение максимума замутненности коррелирует с изменениями речного стока и зависит от циркуляции в эстуарии. Взвесь приносится в эстуарий с речным стоком. В верхней части эстуария в результате перемешивания взвешенное вещество попадает в верхний слой и переносится в сторону моря. В средней части эстуария, в зонах не столь энергичного перемешивания, взвесь осаждается в нижний слой и присоединяется к той взвеси, которая приносится из моря компенсирующим придонным течением. Далее вместе с соленым клином она движется назад к вершине эстуария. Такая обратная циркуляция является очень эффективным механизмом сортировки отложений, которые отличаются высокой однородностью минералогического состава. Мелкие хлопья выносятся в прибрежные районы и на шельф. Более тяжелые или крупные хлопья осаждаются.

Концентрации меняются с величиной прилива и в течение приливного цикла. Если концентрация становится достаточно высокой, то в районе максимума замутненности образуется жидкий ил. В течение приливного цикла при ослаблении течения отдельные хлопья могут осесть и прикрепиться к ложу или может образоваться жидкий ил. В период полной воды ил слегка уплотняется, и при наступлении следующей стадии прилива, когда течение усиливается, эрозия может оказаться



Рис. 4. Аэрофотография равнины, заливаемой приливами (видны низины, топи и растительность между протоками). *(Фото J. K. St. Joseph, Crown copyright reserved)*

не настолько интенсивной, чтобы удалить весь осажденный материал. Аналогичный цикл отложения и эрозии приходится на сизигийно-квадратурный прилив. Обычно в районе максимума замутненности взвеси содержат больше осадков, чем годичные отложения всего эстуария.

Илистые низины и топи, заливаемые приливами. Обычно область максимума замутненности недоступна для волн, поэтому здесь часто образуются обширные илистые низины или топи (рис. 4). Эти пространства также обмениваются значительными количествами тонкозернистых отложений с эстуариями. Во время прилива низины заливаются водой; вода часто подолгу задерживается, и частички успевают осесть на дно, где прилипают к растениям или захватываются ими или фильтрующими животными. При спаде вода движется в извилистых ручьях и протоках, взвесь не успевает осесть и при следующем наступлении воды разносится по заливаемой приливом топи. Таким образом, здесь наблюдается вынос мелкой взвеси на илистую низину. Этот процесс зависит главным образом от промежутка времени, который требуется для осаждения. Приливные протоки меняют свои очертания, что приводит к непрерывной эрозии. Поэтому в области максимума замутненности происходит постоянный обмен отложениями между различными частями низины. Так как жидкий ил вследствие своей непроницаемости является в основном анаэробным, то область максимума замутненности отличается пониженным содержанием растворенного кислорода.

Крупнозернистые отложения. Вещества, состоящие из крупных гранул (например, кварцевый песок), не образуют хлопьев и перемещаются вдоль ложа. Принесенные рекой, они останавливаются у вершины соленого клина, где скорости течений при подъеме и спаде равны. Казалось бы, крупнозернистый материал, поступающий с моря в эстуарий, должен отложиться у вершины соленого клина; здесь может образоваться отмель, где размеры гранул увеличиваются по направлению к суше. Однако в действительности приливные течения создают более сложную картину. Особенно велика изменчивость скорости в нижней части эстуария. При спаде и подъеме во́ды, как правило, движутся разными протоками; это влияет на характер отложений. Протоки перемещаются с определенной закономерностью, сдвигаются и расположенные между ними отмели. Этот процесс также способствует сортировке отложений и сдерживает проникновение донных наносов в эстуарий.

Отложения в эстуариях с соленым клином. В таких эстуариях вынос отложений реками намного выше, хотя и имеет ярко выраженный сезонный ход. Донные отложения оседают у вершины соленого клина, но так как само положение клина очень сильно зависит от речного стока, они распределены по обширной области. Во время прилива вся накопленная масса отложений может выноситься в море и оседать на морском дне за пределами устья. Из-за высокой скорости осаждения прибрежный склон очень пологий, а сами отложения отличаются значительной рыхлостью. Обычно взвесь осаждается сквозь соленый клин, поэтому наблюдается равномерное уменьшение размеров частиц с удалением от вершины клина, но эта закономерность часто нарушается из-за колебаний расхода реки.

Отложения во фьордах. Часто отложения встречаются только в верховьях фьорда, куда река приносит крупнозернистые и несортированные наносы. Отложения образуют дельтоподобный конус выноса (веер). При оползании на склонах веера отложения переносятся в глубоководную часть. Остальная часть ложа фьорда представляет собой, как правило, голые скалы, иногда покрытые мелким слоем тонкозернистых отложений.

Отложения в отмелевых эстуариях. В таких эстуариях отложения отличаются большим разнообразием. Сильные приливные течения в бухточках создают наносы из грубообломочных материалов, а на краях бухточек, где течения быстро затухают, образуются песчаные приливные дельты. В тропических районах накапливающийся в лагуне ил часто содержит большое количество химически осажденного углекислого кальция.

К. Р. Дайер

Лит.: R. S. K' Barnes and J. Green (eds.), *The Estuarine Environment*, 1972; Council on Education in the Geological Sciences and F. F. Wright, *Estuarine Oceanography*, 1974; K. R. Dyer, *Estuaries: A Physical Introduction*, 1973; A. T. Ippen (ed.), *Estuary and Coastline Hydrodynamics*, 1966; G. H. Lauff (ed.), *Estuaries, Amer.* Ass. Advan. Sci. Publ. no. 83, 1967; B. W. Nelson (ed.), *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 133, 1973; C. B. Officer, *Physical Oceanography of Estuaries (and Associated Coastal Waters)*, 1976.

Океанология

Наука об океанах и морях. Предметом океанологии являются осадочные и коренные породы дна, движение вод под действием внутренних и внешних сил, жизнь и поведение морских обитателей, происхождение океанских бассейнов и их геологическая история, взаимодействие океана и атмосферы, структура и эволюция берегов и эстуариев и т. д. Таким образом, океанология тесно связана с физикой, химией, биологией, геологией, геофизикой, метеорологией и прикладной математикой. Океанологию можно также определить как науку о водной оболочке Земли, исследующую ее структуру и происходящие в ней процессы, а также ее связь с твердой и газовой оболочками Земли и Космосом.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКЕАНА

Поскольку океан представляет собой движущуюся жидкость, его необходимо изучать как единое целое. Комплексное изучение океана диктуется также и технологией исследований. Хотя исследования могут проводиться в наземных лабораториях, в основном они проводятся в ходе экспедиционных работ. Больше того, некоторые данные можно получить только как результат работы непосредственно самих исследователей на глубинах. Многие явления в океане настолько сложны, что должны изучаться одновременно биологами, геологами и физиками. Иногда океанологию разделяют на океанографию, включающую физическую и описательную океанографию, и геологию.[1] См. *Гидросфера.*

[1] В СССР океанологией принято называть науку о физических, химических, геологических и биологических процессах в Мировом океане. (*Прим. ред. пер.*)

История. Первые океанские экспедиции Фробишера, Дейвиса, Хадсона, Баффина, Кука, Росса, Парри, Франклина, Амундсена и Норденшельда предпринимались прежде всего с целью географических открытий и разведки новых морских путей. Информация, собираемая об океанах, течениях, морском льде и других физических и биологических явлениях, была, как правило, случайной. Более поздние полярные экспедиции обоих Скорсби, Парри, Маркема, Грили, Нансена, Пири, Скотта и Шеклтона также осуществлялись ради географических открытий, хотя некоторые из них проводили научные наблюдения за морем и его обитателями. Скорсби делал промеры глубин, он обнаружил связь между количеством китов и наличием в воде особых организмов (известных теперь под названием диатомовых). Росс проводил драгирование с целью изучения донных животных. Нансен способствовал усовершенствованию планктонных сетей и высказал предположение о существовании внутренних волн.

С зарождением океанологии как обширной науки об океане более тесно связана деятельность натуралистов XIX в.— Эренберга, Гумбольдта, Хукера и Эрстеда, которые открыли и исследовали планктон и показали его роль в образовании донных осадков. Наблюдения Дарвина за коралловыми рифами и изобретение Мюллером планктонной сети относятся к той стадии развития океанологии, когда исследователей можно было считать скорее биологами, химиками и физиками, нежели океанологами. В эту группу следует также включить таких физиков и математиков, как Кеплер, Воссиус, Варениус и Лаплас, которые заложили фундамент современных теорий и исследований океанских течений и циркуляции атмосферы.

В середине XIX в. некоторые ученые начали изучать океан как таковой в целом. На основании своих работ по изучению моря Форбс первый развил схему вертикального и горизонтального распределения жизни в океане. Мори, продолжая ранние работы Франклина, первый построил карты полей ветра и течений, а также заложил основы международного сотрудничества в океанологии. Его книга «Физическая география моря» считается первым учебником по океанологии.

Вслед за Форбсом и Мори появился целый ряд выдающихся ученых, которым удалось организовать и провести настоящие океанографические экспедиции. Наиболее известна трехлетняя кругосветная экспедиция на судне «Челленджер», за которой последовали экспедиции на судах «Лайтнинг» и «Порькьюпайн». В организации последних большое участие принимал Томпсон; позже ему помогал Мюррей. Позднее успешные исследования проводили норвежец Хьорт на судне «Майкл Сарс» в Северной Атлантике, Агассис, Альбер Оноре Шарль, принц Монакский, на собственных яхтах «Ирондель-I и -II» и «Принцесса Алиса-I и -II». Большой вклад внесли М. Сарс и Дж. О. Сарс, Хелланд-Хансен, Чам, Хансен, Питерсен, Г. Экман, а также ученые, проводившие исследования на судах «Вальдивия», «Дана» (Дания), «Дискавери» (Великобритания), «Националь» и «Метеор» (Германия), «Ингольд», «Снеллиус» и «Сибога» (Голландия), «Гравайор» и «Талисман» (Франция). «Пола» (Австрия) и «Блэйк», «Бах» и «Альбатрос» (США). Пионерами среди американцев были Агассис, де Пурталес и Дана. Первыми, кто начал проводить современные океанографические работы, были Кунельсен, С. Экман, Свердруп, Дефант, Вюст, Шотт и Бигелоу.

Основой современной океанографии являются не единичные экспедиции, а систематические исследования на судах, принадлежащих специальным учреждениям, таких, как «Атлантис-II» Вудсхолского океанографического института, «Арго» Скриппсовского океанографического института, «Вима» Геологической обсерватории в Ламонт-Дохерти, «Калипсо» (Франция) и «Витязь» и «Михаил Ломоносов» (СССР). Единичные исследования продолжают проводить, например, «Альбатрос» (Швеция) и «Галатея» (Дания).

Обработка информации и изучение коллекций ранних экспедиций в основном проводились в исследовательских институтах, музеях и университетах, не ориентированных собственно на океанологию. Первые морские лаборатории интересовались в основном проблемами рыболовства и создавались как биологические станции для обеспечения приезжих исследователей. Многие из них выросли и включили в сферу своих интересов физику и химию океана. Это, например, Зоологическая станция в Неаполе и Морская биологическая лаборатория в Вудс-Холе, которые являются филиалами биологических факультетов университетов. Ученые, приезжающие для работы на подобных станциях, ведут исследования в основном в области биологии, в частности эмбриологии и физиологии.

Количество учреждений, занимающихся океанологическими исследованиями и имеющих постоянный штат сотрудников, значительно возросло. В первую очередь интерес к рыбопромысловым исследованиям возник в странах, прилегающих к Северному морю, но в последние годы значительно возросло количество лабораторий и в других странах, так или иначе связанных с морем. Упомянем некоторые из них. В Великобритании наиболее известными учреждениями являются Национальный институт океанографии, Морская биологическая лаборатория в Плимуте и Лаборатория рыбного промысла в Лоустофте. В Соединенных Штатах Америки функционируют Вудсхолский океанографический институт (штат Массачусетс), Скриппсовский океанографический институт (штат Калифорния), Геологическая обсерватория в Ламонт-Дохерти (штат Нью-Йорк), Морская лаборатория Университета Майами (штат Флорида), Отделение океанографии А. и М. колледжа (штат Техас), океанографические лаборатории Университета штата Вашингтон в Сиэтле, Гавайский университет и Университет штата Орегон. В ФРГ океанографические лаборатории расположены в Киле и Гамбурге. В Копенгагене (Дания) работает Датская биологическая станция. В Европе подобные лаборатории находятся также в Бергене (Норвегия), в Гетеборге и Стокгольме (Швеция), в Хельсинки (Финляндия) и в Триесте (Италия). Кроме того, они имеются в Токио (Япония), в Нанаймо и Галифаксе (Канада) и на Гавайях. Этот перечень далеко не полон и не включает многие крупные учреждения.[1]

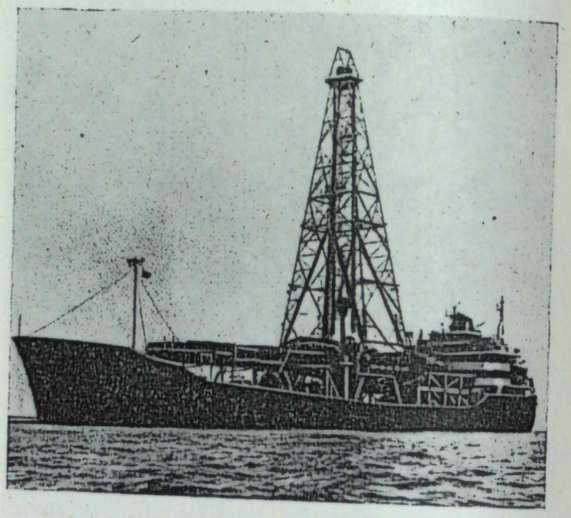


Рис. 1. «Гломар Челленджер», судно для глубоководного бурения, оснащенное спутниковым навигационным оборудованием и специальными системами, включающими донные акустические маяки, водометные движители и ЭВМ и позволяющими в течение длительного времени фиксировать положение судна с точностью до нескольких десятков метров.

Исследования. Океанографические исследования требуют тщательного планирования в связи с их высокой стоимостью. Необходимо правильно выбрать тип судна, снаряжение и лабораторное оборудование, приспособленные к составу и продолжительности наблюдений.

Научно-исследовательские суда. С древнейших времен суда всевозможных типов и размеров собирали информацию об океанах. Суда водоизмещением менее 300 т редко уходят в море дальше нескольких сотен километров, тогда как суда с большим водоизмещением могут работать в открытом океане в течение нескольких месяцев подряд. Исследовательское судно любого размера должно быть достаточно устойчивым к качке (рис. 1). Кроме того, суда должны иметь комфортабельные каюты, оборудованные лаборатории и помещение для проведения предварительных анализов, помещения для хранения оборудования, взрывчатых веществ, образцов и научной информации. Для манипулирования сложными и часто тяжелыми научными приборами для исследования океанских глубин необходимо вспомогательное оборудование типа лебедок, кранов и т. п. (рис. 2).

Некоторые большие океанографические суда оборудованы универсальными вычислительными машинами, имеющими накопители на магнитных лентах, дисках. С их помощью обрабатывается информация, полученная в экспериментах, и обеспечивается управление судном, включая спутниковую навигацию.

Стандартное океанографическое оборудование включает батометры для отбора проб воды и приборы для измерения температуры на всех глубинах (опрокидывающиеся термометры и батитермографы). В дополнение к этому имеются различные приспособления для взятия образцов донных осадков и биологических проб. В их число входят тяжелые полые трубки для извлечения со дна цилиндрических колонок осадков, драги, которыми извлекаются образцы скального грунта с подводных гор и платформ, планктонные сети для сбора мельчайших планктонных организмов и тралы для ловли больших свободно плавающих организмов на любых океанских глубинах. Эхолоты позволяют получить точные профили дна океана.

Специализированное оборудование включает сейсмографы для измерения толщины земной коры, магнитометры для измерения магнитного поля Земли, гравиметры для измерения вариаций силы тяжести, гидрофотометры для измерения распределения света в море, тепловые зонды для измерения теплового потока из центра Земли, глубоководные камеры для фотографирования морского дна, биолюминесцентные измерители для изучения света, излучаемого организмами, солемеры для прямого измерения солености морской воды и измерители течений для определения скорости океанских течений.

Определение положения судна крайне важно для точной привязки информации и детального картирования океанов. Как и в прошлом, широко используется звездная навигация. Применяемые в районах со сложной навигацией электронные навигационные средства (лоран, шоран и радар) уменьшают ошибку в определении положения судна до нескольких десятых метра. Обычно навигационное оборудование и аппаратура радиосвязи находятся рядом с капитанским мостиком, но часто дублируются в научных лабораториях для поддержания постоянной связи между техниками и научными сотрудниками, а также с другими судами-участниками.

Вероятно, наиболее важным шагом вперед явилось внедрение в глубоководную океанографию спутниковой навигации. Спутниковая навигационная аппаратура в сочетании с ЭВМ позволяет определять место в открытом океане с точностью до нескольких сотен метров для движущегося судна и до нескольких десятков метров, если судно стоит в одном и том же месте, например при глубоководном бурении.

Судовые лаборатории. Лаборатории должны быть приспособлены для проведения большого числа разнообразных работ. Вообще существует два типа лабораторий: наружные и специальные. Палуба в наружных лабораториях снабжается сливным отверстием, так что вода может выливаться на палубу. Такие лаборатории располагаются вблизи лебедок, используемых для подъема и спуска серий батометров для отбора проб воды. По соседству с наружными лабораториями находятся специальные лаборатории, оборудованные столами для проведения анализов химических свойств полученных проб воды и для исследования биологических и геологических образцов. Лаборатории электроники в зависимости от размеров судна либо являются частью специальных лабораторий, либо располагаются поблизости. Для проведения таких исследований, как измерения подводного звука, измерения магнитного и гравитационного полей Земли и сейсмические измерения толщины земной коры, используются многочисленные записывающие устройства, усилители и вычислительные машины (рис. 3).

Морская технология. Развитие атомной энергетики позволило совершать длительные автономные плавания. Атомные двигатели совместно с инерциальными навигационными системами, примененные на подводных лодках «Наутилус» и «Скат», впервые позволили совершить длительное плавание под паковыми льдами Арктики. Для исследований становятся доступными самые удаленные районы океанов.

В настоящее время возможны прямые визуальные наблюдения океанских глубин с помощью как управляемых погружаемых аппаратов (батискафов), так и телевизионных камер. Глубоководные телекамеры были, по существу, созданы для получения движущегося изображения наиболее глубоких участков морского дна (рис. 4). Такие наблюдения, однако, не дают информации о породах, лежащих под поверхностью дна. Особенности строения коры изучаются сейсмическими методами. С появлением донного акустического зонда удалось более детально исследовать структуру подповерхностных и осадочных пород. Это устройство представляет собой мощный эхолот, сигнал которого способен проходить сквозь границу раздела вода—осадки и давать информацию о структуре подповерхностных пород. См. *Подводная фотосъемка, Подводное телевидение, Подводные океанографические аппараты*.

[1] В СССР исследованием океана занимаются более ста научно-исследовательских учреждений. *(Прим. ред. пер.)*

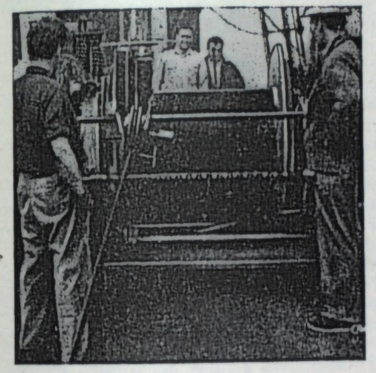


Рис. 2. Траловая лебедка, используемая на исследовательском судне «Вима». *(Lamont-Doherty Geological Observatory)*

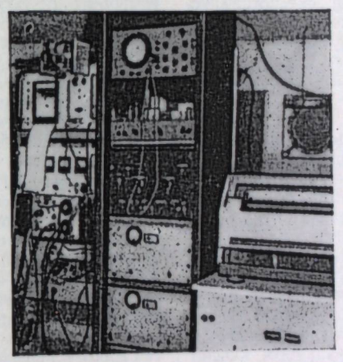


Рис. 3. Специальная лаборатория на борту научно-исследовательского судна. *(Lamont-Doherty Geological Observatory)*

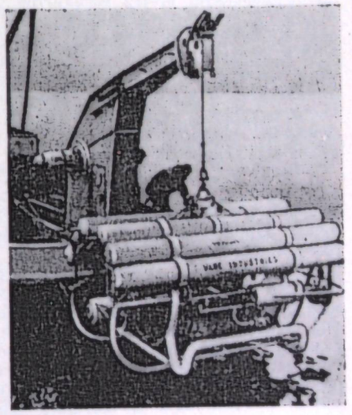


Рис. 4. Подводная телевизионная камера с дистанционным управлением, установленная на самоходной платформе, для визуальных наблюдений на глубинах до 300 м. *(Vare Industries, Roselle, N. J.)*

Собственный двигатель позволяет камере двигаться или зависать на заданной глубине в течениях или приливных потоках со скоростью до нескольких метров в секунду.

Сведения о физическом и химическом составе донных пород можно получить лишь путем сбора образцов. Обычные установки редко способны пробурить дно более чем на 10—20 м (в ряде случаев до 33 м). Для последовательного получения 2-м кернов осадков с глубин 100 м и более было разработано новое оборудование для колонкового («инкрементного») бурения.

Но наиболее значительные достижения в этой области были получены при глубоководном бурении. «Гломар Челленджер», принадлежащий корпорации «Глоубл Марин», был спроектирован прежде всего для получения в открытом океане колонок грунта по всей толще осадочного слоя. Он может нести до 7500 м буровых штанг, бурить осадочные породы до глубин более 750 м и получать за одно бурение 9-м керны. К середине 1969 г. судно провело более 40 бурений в Атлантическом и Тихом океанах. Эти работы финансировались Национальным научным фондом. Научное руководство осуществлялось Объединением океанографических институтов по изучению глубинных слоев Земли, в которое входят Университет штата Вашингтон, Институт морских исследований, Университет Майами, Вудсхолский океанографический институт, Геологическая обсерватория в Ламонт-Дохерти Колумбийского университета, Скриппсовский океанографический институт. Последнее из названных учреждений является владельцем судна. Помимо новейшего оборудования в области бурения и взятия проб грунта, на борту «Гломара Челленджера» установлена также аппаратура спутниковой навигации и определения места.

Океанографические станции. Работа на станции состоит из отбора проб и проведения возможно большего объема измерений с учетом ограничений, налагаемых спецификой экспедиции. Пробы воды, донные и биологические образцы отбираются с помощью длинных тросов, опускаемых до дна океана. В некоторых случаях, но далеко не всегда спускаемый трос может нести пробоотборники для взятия всех указанных выше проб. Станции делаются систематически в заранее определенных точках по курсу судна. На гидрографических станциях после взятия проб производятся измерения температуры и солености воды и определяется содержание кислорода и фосфатов. Сейсмические станции обычно проводятся двумя судами, одно из которых движется заданным курсом и производит взрывы, в то время как другое стоит на месте и фиксирует отраженные или преломленные в донных породах звуковые волны. На биологических станциях могут осуществляться вертикальные подъемы сетей или их буксировка на определенной глубине. Геологические станции включают, как правило, драгирование либо извлечение колонок грунта. Чтобы не пропустить интересные явления, полученные пробы до проведения детальных анализов везде, где это возможно, подвергаются предварительной обработке на борту судна. Детальный анализ здесь проводится редко из-за нехватки времени, места и лабораторного оборудования. Тщательно разобранный, помеченный и упакованный материал сохраняется для внимательного изучения на берегу.

Институтские лаборатории. Эта фаза работы может занять многие месяцы кропотливых исследований и детальных анализов. Как правило, требуется масса сложнейших научных инструментов: компьютеры для обработки физико-океанографической информации; спектрографическая аппаратура для химических анализов, включающая инфракрасные, ультрафиолетовые, рентгеновские излучатели и масс-спектрометры; аквариумы, барокамеры и хемостаты для биологических исследований; электронные и мощные оптические микроскопы для изучения органических и неорганических веществ; счетчики излучения и многие другие стандартные физические, химические, геологические и биологические инструменты. Большое число результатов измерений представляется в виде нагать статистической обработке. Изучение этих свойств ведет к пониманию законов, которые лежат в основе наблюдаемых явлений. Современная океанографическая наука по-прежнему фрагментарна, но накапливаемые знания уже начали применяться для решения быстро растущего числа проблем.

Задачи исследований. С середины XIX в. человек все больше и больше узнает о поверхности Земли, скрытой под слоем морской воды и составляющей 71 % ее общей площади. Скорость увеличения объема знаний растет за счет применения совершенных инструментов и методов, а также благодаря усилившемуся интересу ученых и инженеров. Ниже перечислены некоторые из настоящих и будущих исследовательских задач, которые привлекают ученых.

Одной из первых и до сих пор еще не решенных проблем является циркуляция вод океана, включающая поверхностные и глубинные течения, вертикальные и горизонтальные турбулентные движения и общую циркуляцию. Современные знания об этих процессах были существенно расширены с применением таких новых методов и средств, как радиоизотопный анализ, измерители глубинных течений и поплавки нейтральной плавучести, высокоточное определение содержания солей и газов, а также термоанемометры для изучения турбулентности. Разработана общая теория для движения поверхностных вод, вызываемого ветром. Глубинные же течения, о которых известно, что они частично вызываются вариациями термохалинной структуры, по-прежнему изучены плохо. На эти движения накладываются турбулентные, которые охватывают широкий спектр от больших океанских вихрей, переносящих миллионы кубических метров воды в секунду, до мельчайших колебаний частичек воды. Очень мало известно и о турбулентности. См. *Океанские течения.*

Некоторые термодинамические параметры воды (например, коэффициент термического расширения, удельная теплоемкость и пр.), влияющие на процессы формирования водных масс и их смешение, изучены недостаточно. Для определения этих параметров необходимы специальные лабораторные эксперименты. Состав морской воды и соотношение между ее компонентами также требует дальнейшего изучения. В связи с этим желательно создание коллекции проб воды. Для исследования процессов в океане может использоваться современная техника измерений скорости звука, электропроводности, коэффициента преломления и плотности. См. *Морская вода.*

Океанские приливы довольно хорошо изучены на поверхности океана, но почти полностью не исследованы в его глубинах, Влияние берегов на приливы изучено недостаточно. В будущем более интенсивно должно изучаться такое интересное явление, как внутренние волны. См. *Приливы.*

Учение об океанских волнах является одним из наиболее развитых направлений в океанологии, но в будущем необходимо исследовать фрикционный механизм обмена энергией между атмосферой и поверхностью океана. Плохо изучен теплообмен между атмосферой и океаном, который является важным звеном тепловой машины, определяющей погоду и циркуляцию океана. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Океанские волны.*

Климат прошлого, в частности климат последнего миллиона лет, наиболее изучен для океана. Изотопные методы в палеоклиматологических исследованиях позволяют с большой степенью точности определять изменение температуры в океане. Многие проблемы глубоководного осадкообразования были решены с применением новой техники. В то же время возникло много новых вопросов, таких, как: почему толщина осадочных пород не превышает 300 м? каков механизм переноса осадков? какова история морской воды? океанского бассейна? в чем причина оледенения? См. *Морская геология, Морские осадки.*

Результаты проекта глубоководного бурения оправдали ожидания наиболее оптимистичных его сторонников, убедительно подтвердив новые концепции тектоники плит и гипотезу спрединга дна океанов, объясняющую развитие океанских бассейнов. Бурение до поверхности Мохоровичича (глубиной около 5,5 км) поможет ответить на многие вопросы, связанные со строением земной коры. Близка к разрешению проблема механизма формирования хребтов и цепей островов.

Определение возраста пород радиоактивными методами еще 30 лет тому назад считалось невозможным; ныне они используются для определения возраста глубоководных отложений старше 10 млн. лет. Очень мало известно об образовании минералов на морском дне, диффузии и абсорбции элементов внутри и на поверхности отложений и медленно текущих реакциях в осадках. Несомненно, важным фактором являются микробиологические процессы на морском дне, так как, видимо, они продуцируют в осадках химическую энергию. См. *Химия вод гидросферы.*

В морской биологии основными аспектами остаются систематика и экология. Интересы морской биологии многосторонни и не группируются вокруг нескольких центральных проблем. Жизнь в океане предлагает специалистам по общей биологии прекрасные возможности для изучения таких сложных проблем, как строение сообществ и циркуляция энергии в них. Не вполне ясны закономерности распределения животных у берега и в открытом океане; необходимо найти причину «пятнистости» этого распределения. Требуется изучить и распространение видов течениями и вихрями. Следует поставить крупномасштабные эксперименты по изучению поведения морских организмов. Ранее наблюдениями в море в значительной степени пренебрегали, и поэтому необходимо установить разумные соотношения между натурными наблюдениями и лабораторными экспериментами. Исследованию жизни моря будут способствовать современные достижения генетики, биохимии, физиологии и микробиологии. См. *Глубоководная фауна, Морская микробиология, Морская экосистема.*

Прикладное значение исследований океана. Прямо и косвенно океан играет большую роль в жизни человека. Он является важным источником природных ресурсов, средством передвижения и связи; в него также поступают отходы. В океане происходит биологическое, химическое и механическое разрушение остатков живых организмов. Многие разделы океанологии имеют военно-прикладное значение. Океанология дает информацию для проектирования и эксплуатации инженерных сооружений, которая необходима для повышения их эффективности и оптимального использования ресурсов океана. См. *Морские ресурсы.*

Пищевые ресурсы океана потенциально больше пищевых ресурсов суши, так как океан, имея большую площадь, получает соответственно и большее количество солнечной радиации — источника жизненной энергии. Однако потенциальные возможности океана реализованы лишь частично. Океанографические исследования дают информацию, которая позволяет увеличить улов рыбы путем применения экономичных методов лова, рыболовных прогнозов и прогрессивной технологии.

Распределение рыбы в океане зависит от наличия организмов, потребляемых ею в пищу, в частности планктона, вертикальных и горизонтальных течений, выносящих питательные вещества, от условий на дне, а также от физических и химических свойств воды. Знание зависимости рыбных запасов от характеристик среды и распределения этих характеристик в океанах необходимо для расширения районов лова. Надежные измерения продуктивности моря могут оказаться существенными при выборе районов интенсивного рыбного промысла. См. *Плодородие морских вод.*

Сведения о реакции рыб на различные воздействия и об их повадках вообще могут значительно облегчить лов рыбы и создать новые и более эффективные способы лова. Это и изготовление улучшенных конструкций сетей, и применение электрических, звуковых, световых и химических ловушек и приманок. Улов рыбы также можно увеличить с помощью усовершенствованных методов обнаружения рыбных косяков гидроакустическими и иными средствами.

Биология рыб, их излюбленные виды пищи, враги, взаимодействие со средой, а также изменение условий обитания от сезона к сезону и от года к году являются важными факторами при создании рыболовных прогнозов. Получение таких сведений предотвратит экономические потери, связанные с чередованием избытка и недостатка рыбных продуктов. Они также важны для правильного ведения лова рыбы и охранных мероприятий.

К другим перспективным направлениям, требующим океанографических исследований, относятся: 1) расселение молоди существующих косяков и создание новых косяков; 2) выращивание и разведение морских рыб (хотя в настоящее время это кажется невозможным; во Франции и Японии научные исследования способствовали разведению устриц и других двустворчатых моллюсков) и 3) использование растительного планктона как продукта питания и в качестве корма для скота. См. *Морское рыболовство.*

Минеральные ресурсы. Несмотря на то что почти все ценные химические элементы присутствуют в морской воде в очень малых концентрациях, океан (содержит около 1370 млн. км³ воды) может стать неограниченным и легко доступным источником, если будет найден экономичный способ извлечения элементов. В больших количествах из морской воды извлекается магний, предпринимались попытки промышленного получения брома. Большие скопления марганцевых конкреций с высоким содержанием марганца обнаружены на дне океана.

Прочие элементы содержатся в слишком малых количествах, чтобы их можно было извлекать существующими методами. Новые методы извлечения из океана некоторых элементов могут быть основаны на способности ряда морских растений и животных концентрировать их в своих тканях. См. *Морской горный промысел.*

Источник энергии и воды. Морская вода содержит дейтерий и может стать неисчерпаемым источником этого элемента, если исследования по управляемым термоядерным реакциям завершатся успехом. Будущие океанографические исследования и развитие техники позволят эффективнее использовать энергию приливов и тепловую энергию океана. Создание новых методов опреснения морской воды превратит океан в практически неограниченный источник пресной воды.

Сброс отходов. Океан часто используют для сброса химических отходов, сточных вод и мусора. Для предотвращения загрязнения побережий и районов рыбного промысла необходимо знание местных течений и приливов, а также донной фауны. Сброс радиоактивных отходов в удаленных от берега районах требует данных о скорости движения глубинных вод и о переносе радиоактивных веществ в результате миграции морских организмов и по пищевым цепям. Возрастает интерес к проблеме загрязнения океана нефтью в связи с быстро расширяющейся разработкой нефтяных запасов на шельфе. Для более полного извлечения нефти на шельфе необходимо значительное развитие техники морской добычи нефти и лучшее знание экологии. Второй основной причиной нефтяных загрязнений являются аварии на гигантских нефтеналивных танкерах. Для предотвращения подобных катастроф нужны более совершенные суда и точные навигационные системы.

Транспорт и связь. Океан по-прежнему остается одним из основных путей сообщения, поэтому информация о волнении, течениях, приливах и погоде для навигации имеет большое практическое значение. Новейшие достижения позволяют проводить оптимизацию маршрута судов в зависимости от погодных условий. Сведения о подводной топографии, геологических процессах и температуре важны для определения местоположения, прокладки и ремонта подводных кабелей. Работа системы Софар при проведении морских спасательных работ основана на подводной акустике.

Вопросы обороны. Военно-прикладные аспекты морских исследований включают навигацию надводных и подводных судов с учетом требований, предъявляемых подводным флотом к подводной топографии, эхолокации, а также к изучению распределений температуры, плотности и других свойств воды. Исследования по подводной акустике позволили усовершенствовать средства связи между подводными судами и способы их обнаружения. Несмотря на эти достижения, такие явления, как пятна теплой воды и поверхностные магнитные аномалии, могут затруднить обнаружение подводных лодок. Изучение этих явлений необходимо для любой системы противолодочной обороны.

Социальные аспекты. Ущерб, причиняемый докам и судам морскими точильщиками и водорослями, может быть уменьшен с помощью методов, основанных на сведениях о биологии разрушающих организмов, а также характеристиках среды, определяющих распространение этих организмов. Число смертельных случаев от нападения акул и других рыб может быть уменьшено путем лучшего понимания их поведения и создания репеллентов и других защитных средств. Исследования химической активности морской воды необходимы для борьбы с коррозией металлов. Течения, волны, цунами и другие явления часто оказывают разрушительное действие на берега и бухты и могут приводить к человеческим жертвам. Урон, причиняемый этими явлениями, может быть существенно уменьшен дальнейшим развитием океанологии и созданием надежных методов прогнозов и систем оповещения. См. *Процессы в прибрежной зоне, Цунами, Штормовой нагон.*

Морская метеорология как раздел океанологии важна для создания методов прогноза погоды не только над океанами, но и над сушей. Изучение геологии моря и морской экологии помогают понять особенности нефтеносных пород суши. См. *Влияние океана на погоду и климат.*

Уильям А. Ниеренберг

Лит.: H. Barnes (ed.), *Oceanography and Marine Biology*, vol. 14, 1976; M. B. Deacon (ed.), *Oceanography: Concepts and History*, 1977; G. Dietrich, *General Oceanography*, 1963; W. A. Herdman, *Founders of Oceanography and Their Work*, 1923; G. L. Pickard, *Descriptive Physical Oceanography*, 1976; R. G. Pirie (ed.), *Oceanography: Contemporary Readings in the Ocean Sciences*, 1977; Scientific American Editors, *Ocean*, 1969; F. W. Smith and F. A. Kalber (eds.), *Handbook Series in Marine Science*, 2 vols., 1974.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ

В основе теории океанских процессов лежат уравнения баланса импульса, массы и энергии, уравнение состояния морской воды и уравнение баланса растворенных солей. Общее решение этой системы уравнений невозможно. Целью теории является построение простых математических моделей для объяснения тех или иных наблюдаемых свойств океана. Модель может описывать, например, конвективное перемешивание поверхностных вод или динамику Гольфстрима у запад-

ного побережья Северной Атлантики. Для какой бы цели ни создавалась модель, важно, чтобы она была проста: чем непосредственнее можно связать явление с уже изученными процессами, тем лучше.

Океанские течения. На океанские течения с горизонтальным масштабом более 100 км сильное влияние оказывает вращение Земли. Оно вызывает отклонение потока жидкости от направления действующей силы. Отклоняющая сила (которая называется силой Кориолиса) пропорциональна угловой скорости вращения Земли и синусу широты. Таким образом, она в высоких широтах больше, чем в низких.

Эффект вращения легко включается в уравнение баланса импульса. Если считать его доминирующим, анализ упрощается, поскольку исключаются процессы, на которые не действует вращение Земли. См. *Ускорение и сила Кориолиса.*

Действие ветра. Простой теоретический анализ показывает, что ветер непосредственно воздействует на поверхностный слой воды толщиной около 100 м и что вследствие вращения общий перенос воды в слое дрейфа отклоняется вправо от направления напряжения ветра. Циркуляция в поверхностном слое порождает глубинные, направленные по ветру течения, формируя тем самым ветровую циркуляцию. Сила Кориолиса оказывает определяющее влияние на структуру течений, а ее изменение с широтой порождает Гольфстрим и другие наблюдаемые западные граничные течения.

Термохалинная циркуляция. Приток тепла к океану велик в низких широтах. Охлаждение поверхностных вод происходит в полярных районах. Возникающие в результате разности плотностей порождают вертикальную циркуляцию глобального масштаба, поскольку плотные воды, заполняющие глубины океана, формируются лишь в отдельных районах полярных областей. Вращение Земли влияет и на глубинную циркуляцию. Оно формирует сильные течения у западных берегов, западных склонов подводных хребтов и относительно слабые движения в других районах. Теория термохалинной циркуляции объясняет наблюдаемую устойчивую стратификацию вод океана. Ниже легких поверхностных вод располагается термоклин — слой с относительно большим градиентом плотности. Холодные плотные воды абиссали почти однородны. См. *Термоклин.*

Волны. Для устойчивой стратификации океана теория предсказывает существование широкого спектра крупномасштабных волн. Периоды гравитационных волн ограничиваются вращением и не могут быть более одних суток. Планетарные волны с бо́льшим периодом возникают за счет изменения силы Кориолиса с широтой и вариаций глубины океана. Эти волны могут иметь периоды от нескольких дней до нескольких лет. Изменение глубины порождает также волны, распространяющиеся в придонном слое, толщина которого зависит от стратификации, вращения и длины волн. Периоды таких волн меняются от нескольких дней до нескольких месяцев. Некоторые наблюдаемые неволновые процессы удается описать комбинацией волновых движений.

Неустойчивость. Элементарная теория неустойчивости разработана для волн, скорость которых существенно больше скорости среды. Это условие часто нарушается, особенно для длинных волн. В этом случае в анализе следует учитывать и скорость течений. Энергия течения, таким образом, является дополнительным источником неустойчивости. Волны могут расти за счет кинетической энергии течений или потенциальной энергии стратификации. В океане присутствуют оба типа неустойчивости, хотя более важным источником энергии, видимо, является потенциальная энергия. Этот тип неустойчивости называется бароклинным. Волны по мере роста взаимодействуют друг с другом и полностью меняют картину течения, на фоне которой они возникали. В результате достигается состояние стационарного статистического равновесия.

Турбулентность. В крайних ситуациях неустойчивость может настолько возрасти, что приводит к турбулентности. В этом случае обычные уравнения гидромеханики неприменимы и требуется статистико-динамический подход. Эффекты турбулентности часто параметризуются в терминах свойств среднего поля, подобно тому, как в кинетической теории коэффициентом вязкости параметризуется среднее действие движущихся молекул. Однако эти явления все же отличаются друг от друга, и такая аналогия применима лишь в отдельных случаях.

В конце 70-х годов большое развитие получили численные океанографические модели, с помощью которых можно исследовать неустойчивые состояния и прослеживать их развитие до наступления турбулентного режима. Воздействие вращения и стратификации позволяет ограничиться рассмотрением двумерного движения, так что проблема становится разрешимой с помощью современных вычислительных средств. Результаты экспериментов позволяют надеяться, что эффекты турбулентности могут быть параметризованы. Возможно, важную роль будет играть топография дна.

Исследование крупномасштабной турбулентности чрезвычайно важно для океанологии, поскольку скорость турбулентных пульсаций обычно намного больше средней скорости. Поэтому для воспроизведения крупномасштабной циркуляции необходимы сведения о турбулентности. Аналогичная ситуация имеет место и в атмосфере, хотя указанные различия здесь выражены несколько слабее.

Средняя циркуляция. Одним из методов изучения осредненной циркуляции является метод трассеров, основанный на прослеживании индивидуальных траекторий каким-либо образом помеченных частиц. Таковыми, в частности, могут быть химические трассеры, индикация которых основана, например, на определении содержания в морской воде кислорода и силикатов. Было бы желательно уметь рассчитывать поле течений по изменению распределения трассеров. Легко, однако, показать, что эта задача не всегда имеет единственное решение. Наиболее удачными оказывались те решения, которые основывались на уравнении диффузии для трассеров. Параметры уравнений подбирались путем оптимального согласования расчетов с данными наблюдений. Модели трассеров было бы желательно включить в численную модель циркуляции океана.

Джордж Веронис

Лит.: N. P. Fofonoff, Dynamics of Ocean Currents, in *The Sea*, vol. 1, pp. 323—395, 1962; National Academy of Sciences, *Numerical Models of Ocean Circulation*, 1975; P. B. Rhines, The Dynamics of Unsteady Ocean Currents, in *The Sea*, vol. 6, pp. 189—318, 1977; M. Stern, *Ocean Circulation Physics*, 1975; H. Stommel, *The Gulf Stream*, 1965; G. Veronis, Model of World Ocean Circulation, *J. Mar. Res.*, pt. I, 31: 228—288, 1973, pt. III, 36: 1—44, 1978.

Доп. лит.: Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. Т. 2. Гидродинамика океана.— М., 1978; Химия океана. Т. 1. Химия вод океана. Т. 2. Геохимия донных осадков.— М., 1980; Геология океана. Т. 1. Осадкообразование и магматизм океана. Т. 2. Геологическая история океана.— М., 1980. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. Т. 2. Геодинамика.— М., 1979; Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана.— М., 1979.

Океанские волны

Нерегулярное движение гребней и ложбин на свободной поверхности океана. Ветер, дующий над океаном, возбуждает не только течения, но и поверхностные волны, нередко называемые просто волнами или волнением (рис. 1). Характеристики поверхностных волн (или состояние морской поверхности) зависят от скорости ветра, продолжительности его действия, разгона и глубины бассейна. Волны, остающиеся на поверхности после прекращения действия ветра, называются мертвой зыбью. Волны могут пробегать сотни и тысячи километров от места генерации до областей со слабыми ветрами. Такие волны называются зыбью. Подъем и спад воды в фиксированной точке могут быть зарегистрированы как функция времени. Подобная запись, полученная на океанском судне погоды «Везер эксплорер» с помощью судового волнографа, приведена на рис. 2. На этой записи размах (расстояние от подошвы до гребня) самой большой волны составляет 14 м. См. *Состояние моря.*

В настоящей статье рассматриваются проблема генерации и математическая теория прогноза океанских ветровых волн, а также приборы, использующиеся для измерения их характеристик. Обсуждение волн различной природы см. также в статьях *Внутренние волны, Капиллярные волны, Процессы в прибрежной зоне, Сейши, Цунами, Штормовой нагон.*

Генерация волн. Теоретические исследования физических механизмов генерации ветровых волн были проведены Филлипсом и Майлсом. Полученные выводы были частично проверены целым рядом исследователей по данным наблюдений в аэродинамических трубах и в природных условиях. В настоящее время расхождение между результатами теории и данными наблюдений намного меньше, чем несколько лет тому назад. Сначала амплитуды спектральных компонент поля волн растут линейно со временем, резонируя с турбулентными пульсациями давления, переносимыми ветром. Затем амплитуды спектральных компонент растут экспоненциально со

временем, черпая энергию из среднего движения воздушного потока со сдвигом скорости. На определенной частоте амплитуды волны достигают насыщения, после чего формируются «барашки», ограничивающие дальнейший рост амплитуд волн.

Хотя это признается не всеми учеными, существует целый ряд доказательств того, что когда ветер постоянной силы и направления достаточно долго дует над довольно большой областью океана, спектр волнения будет зависеть только от скорости ветра. Была предложена следующая формула:

$$S(\mu) = \frac{\alpha g^2}{\mu^5} e^{-\beta (\mu_0/\mu)^4}, \qquad (1)$$

где $\alpha = 8{,}1 \cdot 10^{-3}$; $\beta = 0{,}74$; $\mu_0 = g/y$ (y — скорость ветра на высоте 19,5 м от поверхности океана).

Скорость генерации волн в большой степени зависит от того, существует или нет фоновое волнение при увеличении скорости ветра. При отсутствии фона время генерации полностью развитого волнения довольно велико. В противном случае генерация происходит быстрее (почти в два раза), чем при нулевых начальных условиях. В случае переменных фоновых условий спектр отражает начальные условия их генерации. См. *Напряжение трения над морем.*

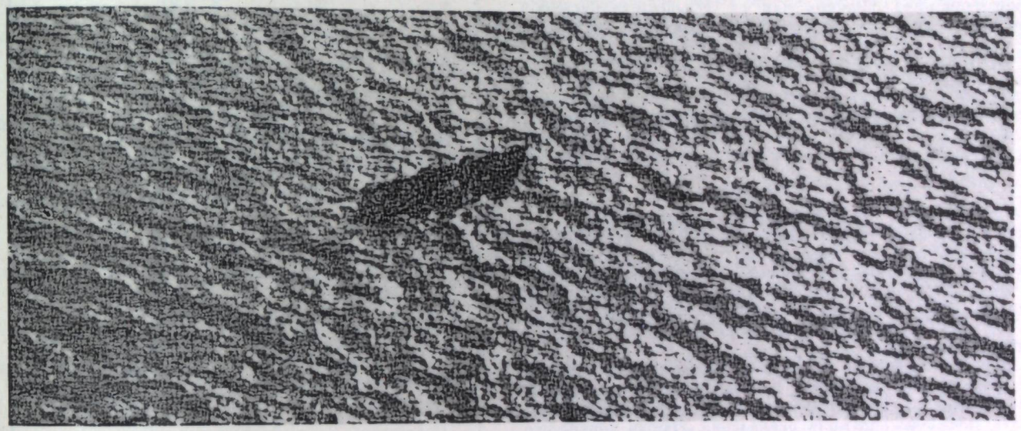


Рис. 1. Аэрофотоснимок морских волн. (*Фото любезно предоставлено Capt. D. B. MacDiarmid, U. S. Coast Guard*)

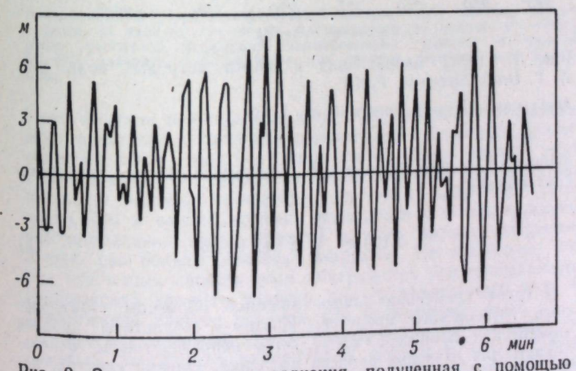


Рис. 2. Запись ветрового волнения, полученная с помощью судового волнографа 16 ноября 1953 г. в точке 60,2° с. ш., 14,0° з. д. (*National Institute of Oceanography, Wormley, Surrey, England*)

Скорость ветра 11 баллов по шкале Бофорта.

Уравнения движения. Полные уравнения движения для нерегулярных поверхностных волн никогда не были решены в силу их нелинейности. Если движение жидкости потенциально и эффекты поверхностного натяжения не учитываются, то задача описания волновых движений сводится к уравнению для потенциала скорости

$$\varphi_{xx} + \varphi_{yy} + \varphi_{zz} = 0, \qquad (2)$$

уравнению Бернулли

$$p/\rho + gz - \varphi_t + 1/2\left(\varphi_x^2 + \varphi_y^2 + \varphi_z^2\right) = 0, \qquad (3)$$

дополненным кинематическим условием на свободной поверхности

$$\eta_t = -\varphi_z + \varphi_x \eta_x + \varphi_y \eta_y \qquad (4)$$

и условием на бесконечности $\varphi_z \to 0$ при $z \to -\infty$ (в случае глубокой жидкости), где нижними индексами отмечены частные производные. Следует рассмотреть также систему уравнений для воздушного потока над волнами, однако здесь она не приводится. Положение границы раздела вода—воздух описывается уравнением свободной поверхности $z = \eta(x, y, t)$ (ось z ориентирована вертикально вверх). Уравнения (2) и (3) справедливы как на поверхности $z = \eta(x, y, t)$, так и во всей области ниже нее. Уравнение (4) выполняется только при $z = \eta(x, y, t)$. Когда дует ветер, давление p на поверхности $z = \eta(x, y, t)$ есть функция x, y и t. Если p при $z = \eta$ положить равным нулю и пренебречь в уравнениях (2)—(4) квадратичными членами и членами, содержащими произведения искомых величин, то система уравнений будет линейной. Существует много решений задачи (2) — (4). Важно выделить те из них, которые воспроизводят волны в природных условиях.

Статистическое описание волнения и стохастические модели. На основе сложных расчетов и достаточно детальных данных измерений волновая поверхность в любой конечной области может быть воспроизведена с заданной степенью точности (в рамках линейной теории). В частности, записи любой длины, подобные приведенной на рис. 2, могут быть представлены как функции времени с любой наперед заданной точностью. Такие расчеты, однако, бесполезны. Действительно, пространственную картину можно получить только в области, размеры которой малы по сравнению с размерами океана. Временные ряды данных наблюдений охватывают лишь небольшие промежутки времени. Волны никогда не будут точно такими же, как те, которые были так детально исследованы.

В связи с этим волны следует изучать на основании статистических моделей, а фактические записи волнения или стереофотоснимки должны анализироваться с помощью статистических методов. Такой подход позволяет сократить число необходимых расчетов. В этом случае результаты анализа каждой конкретной реализации используются затем в общей модели, описывающей статистические свойства волн. К счастью, такие модели существуют (в частности, в электронике). Они были обобщены и модифицированы для исследований океанских волн.

В одной из них ансамбль всех возможных состояний морской поверхности определяется каким-либо энергетическим спектром $S(\mu, \theta)$ волнения, т. е.

$$\eta(x, y, t) = \int_0^{\infty} \int_{-\pi}^{\pi} \cos\left[\frac{\mu^2}{g}(x\cos\theta + y\sin\theta) - \mu t + \right.$$
$$\left. + \varepsilon(\mu, \theta)\right] \sqrt{2S(\mu, \theta)}\, d\mu\, d\theta. \qquad (5)$$

Здесь $\varepsilon(\mu, \theta)$ — случайная фаза с равномерным распределением вероятности в интервале $(0,2\pi)$, спектр $S(\mu, \theta)$ дан в см²·с·рад⁻¹. Если в уравнении (5) интегрирование заменить двойным суммированием, то морская поверхность может быть представлена в виде суммы большого числа простых гармонических прогрессивных волн, каждая из которых характеризуется частотой $\mu=2\pi/T$, длиной, определяемой соотношением $2\pi/\lambda=\mu^2/g(\lambda=gT^2/2\pi)$, фазовой скоростью $c=g/\mu(c=gT/2\pi)$ и направлением распространения, задаваемым углом θ. Амплитуда волны равна квадратному корню из произведения $2S(\mu, \theta)$ на соответствующий объем пространства (μ, θ). Возможны также и другие формы представления волнового поля.

Ансамбль состояний морской поверхности может быть определен как совокупность реализаций $^{(1)}\eta(x, y, t)$, $^{(2)}\eta(x, y, t)$, ..., $^{n}\eta(x, y, t)$, $^{n+1}\eta(x, y, t)$, ..., в которой единственное отличие одной реализации от другой обусловлено выбором значения случайной фазы для каждого отдельного члена в каждой частной сумме.

Корреляционная функция для статистического ансамбля реализаций может быть определена следующей формулой:

$$E[\eta(x, y, t)\eta(x+x^*, y+y^*, t+\tau)] = \int_0^{\infty}\int_{-\pi}^{\pi} S(\mu, \theta)\cos\left[\frac{\mu^2}{g}(x\cos\theta + y\sin\theta) - \mu\tau\right] d\theta\, d\mu, \quad (6)$$

где E — математическое ожидание.

Как было показано Пирсоном в 1955 г., n случайных переменных $\eta(x_1, y_1, t_1)$, $\eta(x_2, y_2, t_2)$, ..., $\eta(x_n, y_n, t_n)$ подчиняются многомерному нормальному распределению, причем выражение для второго момента $E[\eta^2(x_j, y_j, t_j)]$ следует из (6) при x^*, y^* и τ, равных нулю. Корреляционные функции $E[\eta(x_j, y_j, t_j)\eta(x_k, y_k, t_k)]$ получаются из (6) при $x^*=x_j-x_k$, $y^*=y_j-y_k$ и $\tau=t_j-t_k$.

В силу эргодической теоремы временные и пространственные флуктуации какой-либо произвольной реализации обладают такими же статистическими свойствами, как флуктуации статистического ансамбля реализаций. Любая конкретная реализация может быть использована для оценки спектра и параметров различных функций плотности распределения вероятности, описывающих статистические свойства волн.

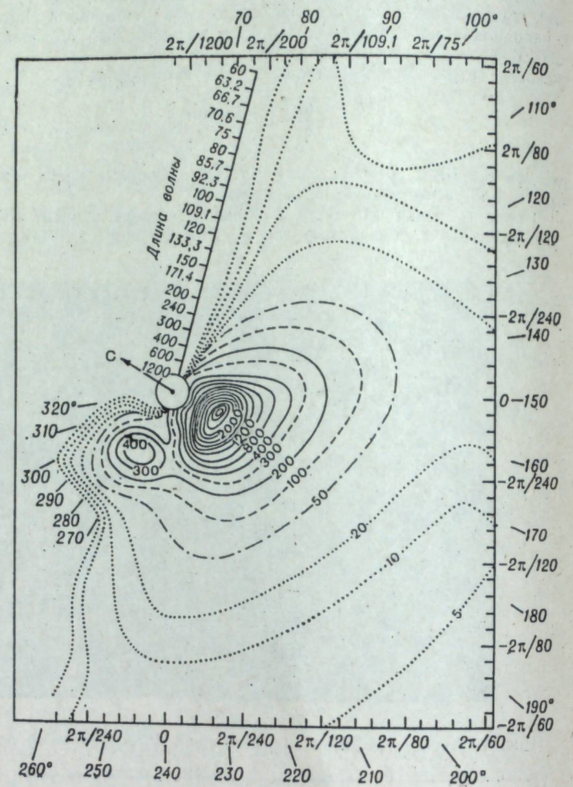
Преобразование Фурье-функции (6) (при τ, равном нулю) позволяет получить спектр направлений и частот, если предварительно сделать замену переменных $\alpha=\mu^2\cos\theta/g$ и $\beta=\mu^2\sin\theta/g$, где α и β — волновые числа в декартовой системе координат. При этом направление распространения волн определяется с точностью до 180°. Указанная неопределенность может быть устранена с помощью анализа метеорологических условий развития волнения. Если оценка спектра производится для конечной области, то анализ данных уже не может быть основан на приведенных выше формулах. Соответствующая такой ситуации методика, разработанная Тьюки в 1949 г. для одномерного волнения, позднее была обобщена на двумерный случай.

На рис. 3 приведен спектр направлений и частот, полученный по данным стереофотограмметрических измерений волнения, вызванного ветром, скорость которого вблизи поверхности океана составляла 9,4 м·с⁻¹. Спектр сглажен по отдельным выборкам, которые распределены в соответствии с λ^2 — распределением, плотности вероятности с 19 степенями свободы. Изолинии проведены после интегрирования $S(\mu, \theta)$ в пределах квадрата, сторона которого приблизительно равна расстоянию между двумя соседними масштабными метками, нанесенными по контуру рисунка. Из рисунка видно, что диапазон изменений направлений и длин волн (от 180 до 18 м) значителен. Наличие вторичного пика меньшей величины обусловлено, по-видимому, зыбью. Существуют и более короткие волны, которые не могут быть обнаружены в процессе анализа. Если значения на изолиниях рис. 3 уменьшить вдвое, то их можно интерпретировать как плотность вклада волновых компонент в суммарную дисперсию колебаний уровня на единичный интервал волновых чисел. Было разработано много других методов оценки спектра направлений и частот.

Трехмерное волнение обладает многими интересными свойствами, которые были детально изучены и описаны Лонге-Хиггинсом в 1957 г. Он определил функцию плотности распределения вероятности (ф. п. р. в.) скоростей перемещения изолиний уровня, появление и исчезновение максимумов и точек перегиба, а также число локальных максимумов и минимумов на волновой поверхности.

Если волнение наблюдается в фиксированной точке как функция времени (см. рис. 2), то x^* и y^* в уравнении (6) обращаются в нуль, и зависимость от направления распространения волны исчезает. В результате имеем следующее соотношение:

$$S(\mu) = \int_{-\pi}^{\pi} S(\mu, \theta)\, d\theta. \quad (7)$$



Сглаженный спектр

Рис. 3. Спектр направлений и частот ветровых волн. *(Из N. Y. Univ. Meteorol. Pap.)*

Цифры на изолиниях даны в 10^4 кв. футов.

Такая временна́я запись является образцом стационарного гауссовского процесса. Поэтому результаты анализа гауссовских процессов могут быть непосредственно использованы для изучения записей волнения. Оценки спектра, полученные для показанной на рис. 2 записи, приводятся на рис. 4. В частности, одна из оценок выполнена после по крайней мере частичной коррекции инструментальных ошибок. Каждая оценка имеет около 11 степеней свободы. Аналогичным образом колебания $\eta(x, y, t)$ вдоль любой линии в пространстве (x, y, t) представляются в виде одномерного случайного процесса.

Параметры, необходимые для многих теоретических ф. п. р. в. (описывающих величины, которые могут быть оценены по записям волнения), можно определить из спектра волнения. Можно найти средний интервал времени между нулями и средний интервал времени между максимумами уровня в записи волнения. Высоты волн распределяются приблизительно в соответствии с распределением Рэлея. Для временны́х записей давления под свободной поверхностью океана ф. п. р. в. интервала времени между нулями может быть определена с удовлетворительной степенью точности.

Так же могут быть оценены такие характеристики, как наклон и кривизна морской поверхности. Они зависят от различных интегралов от волнового спектра, величины $E[\eta(x_1, y_1, t_1)\times\eta(x_2, y_2, t_2)]$, а также от спектров, полученных при тождественных преобразованиях и дифференцировании.

Нелинейные эффекты. С точки зрения теории вероятностей наименее изученной проблемой является проблема нелинейных эффектов в волнах. Вклад в ее решение внесли Тик, Лонге-Хиггинс, Чанг, Филлипс и Хассельман. Для длинных волн с заостренными гребнями Тик рассчитал поправки второго порядка к профилю волны и к спектру волнения.

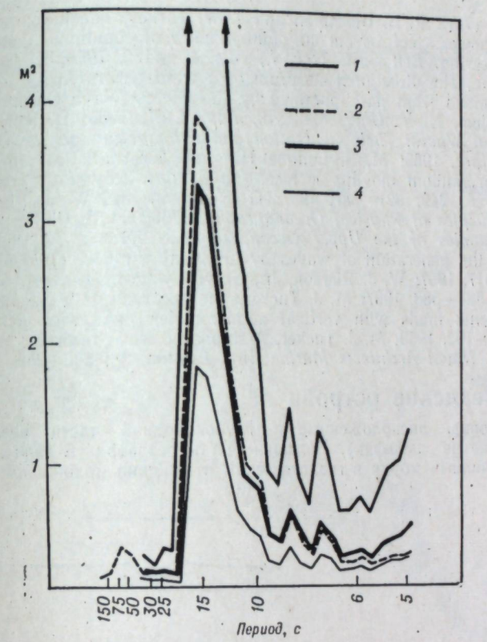


Рис. 4. Частотный спектр записи волнения, показанной на рис. 2.

1 — верхний 95 %-ный доверительный интервал для спектра, рассчитанного по записи; *2* — спектр, рассчитанный по записи; *3* — спектр после частичной коррекции калибровочных ошибок; *4* — нижний 5 %-ный доверительный интервал для спектра, рассчитанного по записи.

Лонге-Хиггинс получил поправки к нормальному распределению вероятностей смещения поверхности в некоторой фиксированной точке океана в виде последующих членов ряда Грама-Шарлье. В процессе изучения движения частиц на поверхности длинных заостренных случайных волн Чанг установил, что в случае дрейфа, совпадающего с направлением распространения волн, эффекты второго порядка примерно в семь раз больше линейных эффектов. Не исключено, что ряд необычных свойств волн обнаружится при рассмотрении приближений третьего порядка для гравитационных волн и приближений второго порядка для капиллярных волн.

Прогноз волнения. Прогноз поверхностного волнения основан на комбинации эмпирических формул и определенных теоретических соотношений, связывающих характеристики волнения с ветром. Волнение на поверхности океана складывается, как правило, из локально генерированного волнения и наложенной на него зыби, вызванной отдаленным штормом. Комбинируя расчеты указанных компонентов волнения, в большинстве случаев основанные на океанских картах погоды, можно оценить действительное состояние морской поверхности в данном месте. Наиболее рациональный способ описания состояния морской поверхности заключается в получении волнового энергетического спектра $S(\mu, \theta)$.

При прогнозе волнения, во-первых, необходимо определить изменения в пространстве и во времени энергетического спектра при растущем или постоянном ветре. Развитие спектра волн в области генерации было описано рядом авторов. Полученные результаты согласуются в том, что высота волн растет с ростом скорости, увеличением разгона (размеров области, над которой дует ветер) и продолжительности действия ветра.

Во-вторых, необходимо описать уменьшение высоты волн в случае затухающего ветра и сделать прогноз распространения волн в виде зыби из области генерации. Спектр зыби и скорость затухания волн в области генерации можно вычислить с помощью численной фильтрации спектра волнения (отчасти аналогичной применяемой в электронике). Применение фильтров, параметры которых зависят от размеров области генерации и времени прогноза, основано на том факте, что поверхностные волны принадлежат к сильно дисперсионным волновым движениям. Спектр $S(\mu, \theta)$ охватывает широкий диапазон частот и направлений, поэтому волны распространяются далеко за пределы области генерации.

Были предложены и другие методы описания изменчивости функции $S(\mu, \theta)$ в пространстве. Эти методы обобщают более ранние методы прогноза характеристик волнения, прежде всего процедуру расчета высоты и периода значительных волн, а также спектральный анализ. С помощью этих методов удалось определить большее число характеристик волнения и разрешить многочисленные противоречия, существовавшие между различными методами. Обобщение методов расчетов волнения оказалось возможным только благодаря разработке новых теорий, упомянутых выше, и использованию быстродействующих ЭВМ. Новая процедура расчета включает вычисление изменений волнового спектра каждые 3 ч в точках сетки, покрывающей исследуемую область океана. Она может быть усовершенствована путем учета роста со временем компонентов спектра, распространяющихся в направлении ветра, и затухания со временем компонентов, распространяющихся против ветра. Может быть учтено также изменение спектра по мере распространения группы волн.

У. Дж. Пирсон, мл., Герхард Неймани

Приборы для измерения волнения. Приборы, предназначенные для измерения характеристик поверхностных волн, можно разделить на две группы. К первой относятся приборы, реагирующие на изменения уровня моря, а ко второй — приборы, регистрирующие подповерхностное давление. Первая группа включает следующие приборы: 1) поверхностные поплавки, механически связанные с регистрирующим устройством; 2) приборы, измеряющие силу плавучести, действующую на вертикально расположенный цилиндр; 3) приборы, измеряющие вертикальное ускорение с помощью акселерометра, укрепленного на поверхностном буе; 4) «перевернутый» эхолот (фазометр), помещаемый под поверхностью воды и регистрирующий отраженные от нее звуковые сигналы; 5) альтиметры, монтирующиеся на самолетах и точно измеряющие уровень при полетах на фиксированной высоте; 6) аппаратуру для стереофотографии; 7) электрические элементы, сопротивление или емкость которых зависит от уровня.

Рис. 5. Волнограф, основанный на шаговом измерении сопротивления.

Приборы, реагирующие на изменения уровня моря. Наиболее широко используется показанный на рис. 5 волнограф, основанный на шаговом измерении сопротивления (тип 7 из

перечисленных выше). Контактные точки волнографа, расположенные вдоль вертикальной опорной стойки, соединяются с элементами сопротивления. Сопротивление участка цепи, включающего ту или иную контактную точку, подбирается таким образом, чтобы сила тока в цепи увеличивалась пропорционально числу замкнутых контактов, находящихся в погруженной в воду части прибора. Переменный ток, используемый в измерителе сопротивления для предотвращения поляризации контактов, преобразуется затем выпрямителем в постоянный ток, питающий самописец.

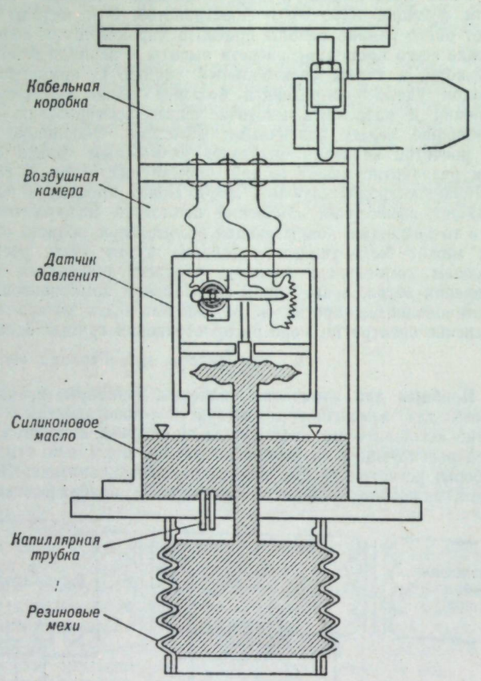


Рис. 6. Измеритель колебаний подповерхностного давления.

При конструировании волнографов, реагирующих на флуктуации подповерхностного давления, используются результаты гидродинамической теории волнения, согласно которым высоту поверхностных волн можно вычислять по изменению давления на некоторой глубине. Это видно из следующих соотношений:

$$K = \operatorname{ch}\frac{2\pi b}{L} \Big/ \operatorname{ch}\frac{2\pi d}{L}, \qquad (8)$$

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \operatorname{th}\frac{2\pi d}{L}, \qquad (9)$$

где K — отношение изменений давления под поверхностью и на поверхности воды, равное отношению эквивалентной высоты подъема воды к высоте поверхностной волны; d — глубина бассейна; b — расстояние от прибора до дна; L и T — длина и период волны; g — ускорение свободного падения. Например, если $d=12$ м, $b=3$ м и в соответствии с записью флуктуаций давления амплитуда колебаний равна 1,5 м, а $T=10$ с, то, учитывая, что $g/2\pi=1{,}54$ м·с$^{-2}$, получаем $L=98{,}7$ м, $K=0{,}187$. Таким образом, амплитуда поверхностной волны равна 1,5/0,817=1,83 м.

Приборы, регистрирующие подповерхностное давление. Флуктуации давления под поверхностью воды могут быть преобразованы в электрические колебания любым преобразователем. Типичный измеритель флуктуации подповерхностного давления, в котором используется дифференциальный датчик давления (типа потенциометра), показан на рис. 6. На один из входов датчика давление воды передается через силиконовое масло и резиновые мехи. На другой вход действует давление воздуха, находящегося в воздушной камере.

Поскольку поступление жидкости в воздушную камеру через капиллярную трубку ограничено, давление в камере равно среднему давлению. Таким образом, датчик регистрирует только изменения давления, т. е. флуктуации, вызванные волнами. Среднее гидростатическое давление и долгопериодные колебания давления приливного происхождения исключаются при измерении и не фигурируют в результирующей записи.

Франк Е. Снодграсс

Лит.: R. B. Blackman and J. W. Turkey, The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering, *Bell Syst. Tech. J.*, vols. 1 and 2, 1958; L. J. Cote et al., The directional spectrum of a wind generated sea as determined from data obtained by the Stereo Wave Observation Project, N. Y. *Univ. Meteorol. Pap.*, 2(6), 1960; B. Kinsman, *Wind Waves: Their Generation and Propagation on the Ocean Surface*, 1965; M. S. Longuet-Higgins, The statistical analysis of a random moving surface, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, 249: 321—387, 1957; G. Neumann and W. J. Pierson, *Principles of Physical Oceanography*, 1966; O. M. Phillips, *The Dynamics of the Upper Ocean*, 2d ed., 1977; O. M. Phillips, On the generation of waves by turbulent wind, *J. Fluid Mech.*, 3: 417, 1957; W. J. Pierson, Jr., Gravity waves, *Trans. A. G. U.*, 48: 584—588, 1967; M. J. Tucker, The accuracy of wave measurements made with vertical accelerometers, *Deep-Sea Res.*, 5: 185—192, 1959; M. J. Tucker, A shipborne wave recorder, *Trans. Soc. Naval Architects Marine Eng. London*, 98: 236—250, 1956.

Океанские острова

Острова, расположенные в глубоководной части океанов (а не на шельфах). Бóльшая часть островов в заливах и окраинных морях в геологическом отношении похожа на континенты, вблизи которых они расположены. Океанские же острова являются вулканами, в ряде случаев окруженными коралловыми рифами, и поэтому геологически они почти не связаны с континентами. Собственно вулканические острова являются лишь вершинами мощных подводных вулканов, связанных, как правило, с крупными структурами, такими, как подводные хребты и разломы в земной коре (рис. 1).

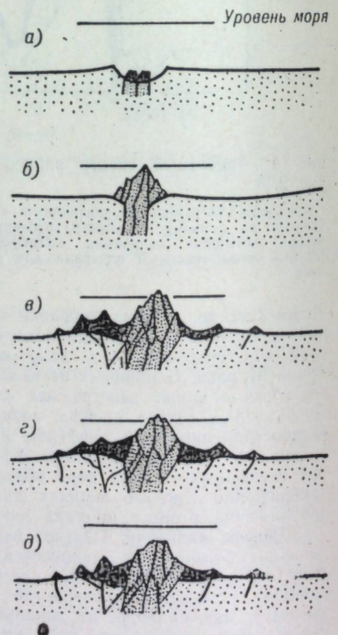


Рис. 1. Развитие подводного вулкана или хребта.
В центре — область начальной вулканической экструзии; темной линией показаны более поздние отложения вулканических материалов и эрозионных обломков.

Подводные вулканы. На дне океанов вулканы начинают формироваться при истечении лавы через трещины в земной коре на глубине 3—5 км. Таким образом происходит их постепенный рост, но $^9/_{10}$ всех подводных вулканов утрачивают активность еще до выхода на поверхность. Вулканы, достигшие поверхности, попадают в иную среду, и их дальнейший рост прекращается под действием волновой и атмосферной эрозии. Сначала вулканы выбрасывают преимущественно легко разрушающиеся материалы — пепел и шлак. Так, о. Фолкон в архипелаге Тонга, в течение нескольких лет неоднократно появлявшийся после извержения, каждый раз превращался в подводную банку. По мере расширения конуса вулкан постепенно поднимается над водой, и потоки жидкой лавы, более устойчивой к эрозии, образуют каменный остров. При слиянии нескольких вулканов (как на Гавайских островах) могут образовываться и крупные острова.

Поскольку вулканическая деятельность продолжается не более чем несколько миллионов лет, потухшие вулканы под действием эрозии неизбежно превращаются в мелкие подводные банки. Во всех океанских котловинах (на глубинах 300—2000 м) встречаются и подводные возвышенности несколько иного типа — столообразные горы, так называемые гайоты, которые представляют собой затопленные потухшие вулканы. При драгировании на некоторых гайотах находят рифообразующие кораллы, относящиеся к меловому периоду, и обломки вулканических пород. Бурение на атоллах показало, что на бывшем вулканическом острове кораллы образуют слой толщиной 1000 м и более. См. *Атолл, Подводные горы и гайоты.*

Сопутствующие подводные структуры. Большинство подводных вулканов связано с крупными удлиненными прямолинейными структурами (например, Гавайский хребет и разлом Мюррей), широкими поднятиями (Срединно-Атлантический хребет) и островными дугами и желобами (Алеутская дуга). См. *Морская геология.*

Удлиненные прямолинейные структуры. Линейно расположенные вулканы в Атлантическом и Индийском океанах встречаются довольно редко. Линейная группа гайотов расположена на юго-востоке от Кейп-Кода. Возможно, что в других районах, которые пока изучены хуже, будут обнаружены и иные группы.

Тем не менее по-настоящему типичны такие архипелаги только для Тихого океана, особенно для его юго-западной и центральной частей (рис. 2). В прошлом подобные острова существовали и в северной части океана (рис. 3). Некоторые очень большие архипелаги, такие, как о-ва Туамоту и Среднно-Тихоокеанские горы (которые раньше также образовывали острова), состоят из вулканов, возвышающихся над мощными хребтами в виде пиков примерно на 1 км. В другой группе архипелагов, включающей Гавайские, Маркизские о-ва и о-ва Самоа, наоборот, крупные вулканы встречаются на сравнительно низких хребтах. Линейное расположение вулканов, видимо, объясняется линейностью разлома в земной коре. Тенденция вулканов располагаться вдоль разломов (рис. 1 *а*) ясно прослеживается на примере разлома Кларион на востоке центральной части Тихого океана. Западная часть разлома образует длинный прямой желоб. К востоку желоб прерывается подводными горами, далее переходит в линию мелководных банок и еще восточнее замещается вулканическими о-вами Ревилья-Хихедо. На начальном этапе образования вулкана земная кора дополнительную нагрузку выдерживает, но по мере его роста начинает прогибаться (рис. 1 *б*). В результате на внешней части центрального хребта образуется впадина, или желоб, имеющая форму дуги. Одиночный вулкан также может быть окружен небольшим желобом. По мере прогибания земной коры дальнейшее образование разломов в своде приводит к активизации вулканической деятельности (рис. 1 *в*). Вулканические и эрозионные обломки начинают заполнять окраинные впадины, что может привести к сбросу. Эти впадины могут полностью заполниться вулканическим материалом и отложениями, что приводит к образованию пологого склона у острова, подводной горы или хребта (рис. 1 *г*). Такая топография характерна, например, для Маркизских островов. По мере разрушения и образования плоской банки подводная гора превращается в гайот (рис. 1 *д*). Если на поверхности подводной горы продолжают расти кораллы, при ее погружении может образоваться атолл.

Широкие океанские поднятия. Подводные хребты или поднятия часто сопровождаются одиночными вулканическими островами, такими, например, как о-ва Вознесения, Реюньон, Пасхи. Как правило, вулканы располагаются не на самих поднятиях, а рядом с ними. Такие вулканические острова

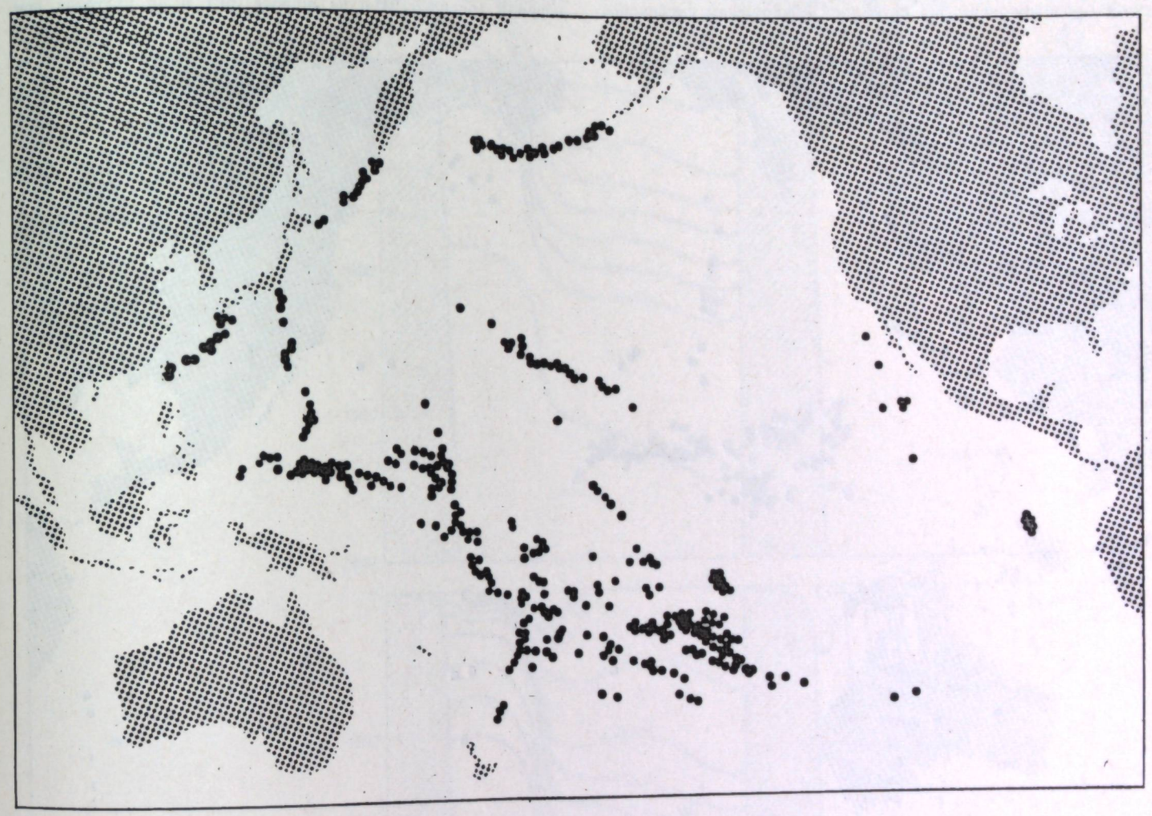


Рис. 2. Распределение вулканических островов, банок и атоллов в Тихом океане.

часто образуют группы, примером которых являются Азорские острова и о-ва Галапагос. Последние окружены узким склоном, но не сопровождаются желобом.

Островные дуги. Группы островов, вытянутые вдоль более или менее искривленных линий, называются островными дугами. Они сопровождаются глубоководными желобами. Для этих районов характерны сильные гравитационные аномалии и высокая сейсмичность, что является признаками большой подвижности земной коры.

Как правило, рядом с внешней дугой вулканических островов расположена внутренняя дуга островов невулканического происхождения. На последних обнаружены глубоководные отложения. Это указывает на то, что острова образовались в результате подъема дна на несколько километров. Это подтверждается также наличием скал и характером коралловых отложений. Опустившиеся острова вдоль островных дуг не обнаружены.

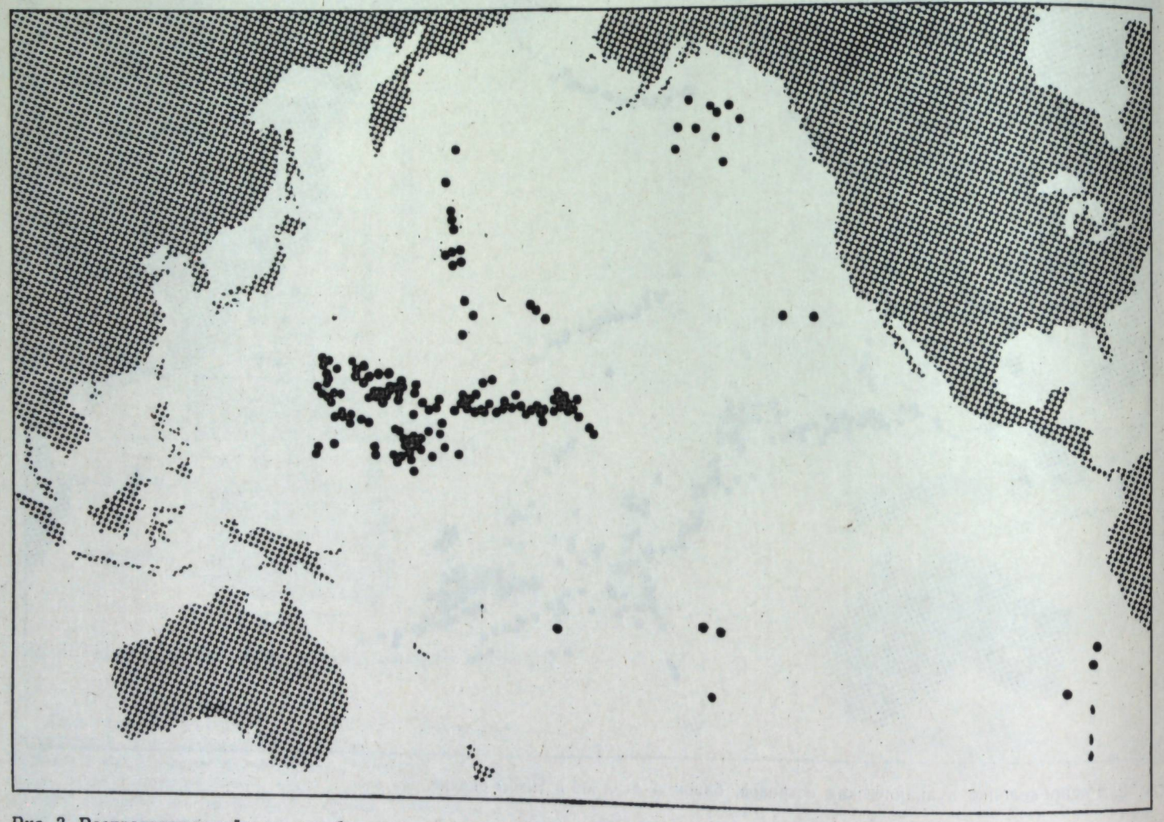


Рис. 3. Распределение гайотов, или бывших островов, в Тихом океане.

Эдвин Л. Гамильтон, Генри У. Менард, мл.

Лит.: R. S. Dietz, Marine geology of Northwestern Pacific, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65: 1199, 1954; E. L. Hamilton, *Sunken Islands of the Mid-Pacific Mountains*, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 64, 1956; H. W. Menard, Archipelagic aprons, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 40: 2195, 1956; H. W. Menard, *Marine Geology of the Pacific*, 1964; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 3d ed., 1973.

Океанские течения

Общая циркуляция океана. Под этим термином обычно понимают квазистационарные крупномасштабные компоненты циркуляции (такие, как Гольфстрим), а также течения, изменяющиеся от сезона к сезону, но сохраняющие характер этих изменений от года к году (например, течение Дэвидсона у северо-западного побережья США и течения северной части Индийского океана). Начиная с 1965 г. считается, что бóльшая часть энергетически значимых движений имеет период порядка нескольких месяцев и горизонтальные масштабы порядка нескольких сотен километров. Эти движения представляют собой низкочастотную турбулентность, называемую в совокупности вихрями. Последние не являются постоянными элементами циркуляции, однако локально проявляют все признаки течений. Вихри наблюдаются в океане повсеместно; их энергия изменяется в широком диапазоне, достигая максимальных значений в районах западных пограничных течений. Энергетически значимые движения сконцентрированы также вблизи локального значения инерционного периода (равного 24 ч на широте 30°) и на частотах приливных колебаний (в основном суточного и полусуточного приливов). См. *Приливы.*

Главной движущей силой для течений, как, впрочем, и для волн, является ветер. Кроме того, океан поглощает тепло в низких широтах и отдает его в высоких. Формирующееся в результате распределение плотности взаимодействует с крупномасштабной ветровой циркуляцией. Некоторые глубинные течения обусловливаются опусканием поверхностных вод, вызванным их уплотнением за счет охлаждения или сильного испарения. См. *Океанские волны.*

Настоящая статья посвящена динамике океанских течений, особенностям поверхностной и глубинной циркуляции и методам измерения течений. Вопросы, касающиеся гидрологического режима в эстуариях, распределения физических свойств морской воды, характеристик водных масс, а также процессов перемешивания, обсуждаются в статьях *Морская вода, Океанография эстуариев.*

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Ветер увлекает поверхностные слои воды, создавая касательное напряжение трения на поверхности океана. За исключением этого эффекта прямое влияние сил трения на циркуляцию океана незначительно. Существенное влияние оказывают также сила тяжести и сила барического градиента. Закон сохранения количества движения, записанный в про-

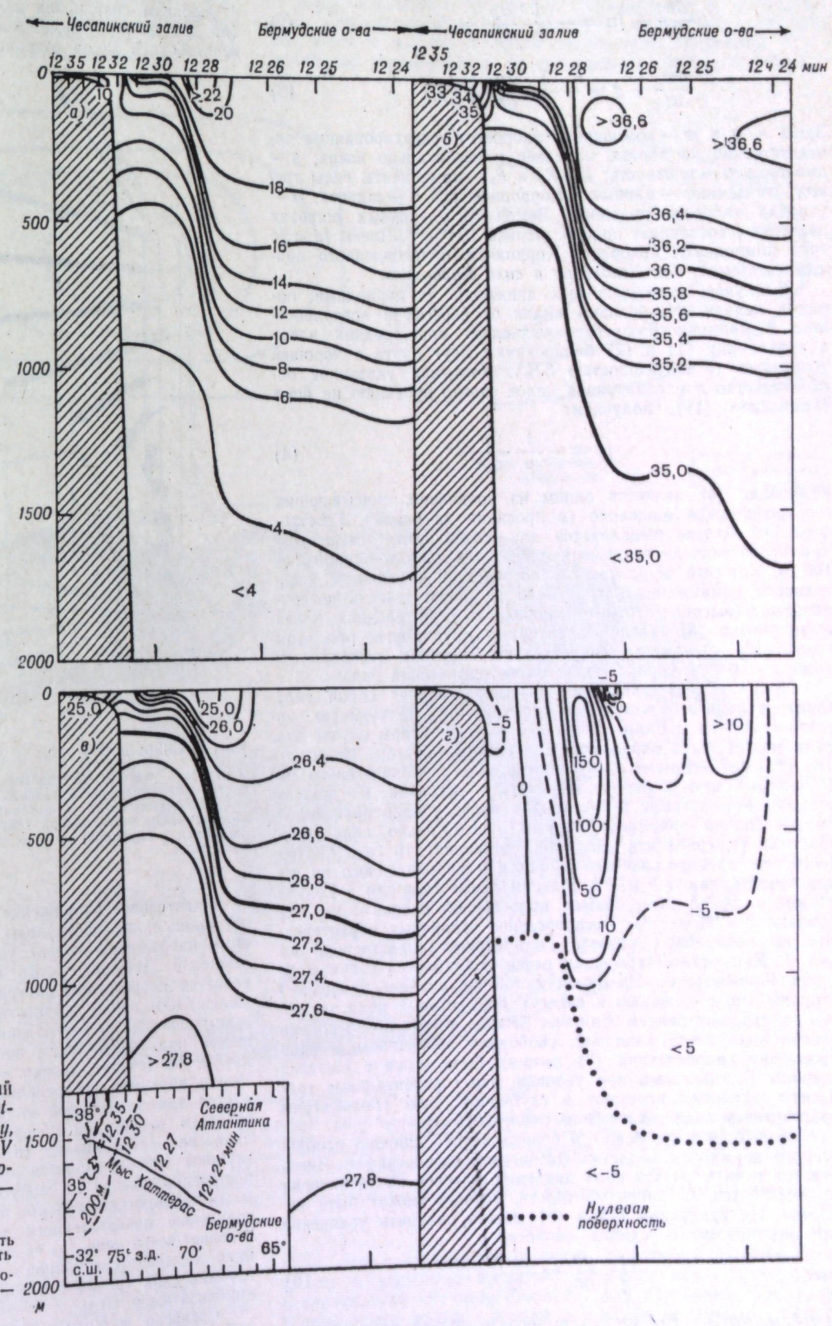


Рис. 1. Вертикальный поперечный разрез Гольфстрима. *(По G. Dietrich, General Oceanography, Wiley, 1963, based on section by RV Atlantis, Woods Hole Oceanographic Institution, Stations 1224—1235)*

а — температура (°С), *б* — соленость (‰), *в* — плотность (σ_t), *г* — скорость (см·с$^{-1}$); течение направлено с юго-запада на северо-восток. На врезке — местоположение разреза и станций.

екциях на оси x, y и z декартовой системы координат, выражается следующими уравнениями:

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + F_x, \qquad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + F_y, \qquad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + g = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} + F_z. \qquad (3)$$

Здесь u, v и w — компоненты скорости, ориентированные соответственно на восток, на север и вертикально вверх; p — давление, ρ — плотность; F_x, F_y и F_z — компоненты силы трения; $f = 2\Omega \sin\varphi$ — параметр Кориолиса, где φ — широта, Ω — угловая скорость вращения Земли. В умеренных широтах значение f составляет приблизительно 10^{-4} с$^{-1}$. Члены fu и fv суть компоненты ускорения Кориолиса, обусловленного вращением Земли. См. *Ускорение и сила Кориолиса.*

В случае низкочастотных движений (с периодами порядка недели или больше) вдали от берегов и поверхностного и придонного пограничных слоев два средних члена в уравнениях (1) и (2) балансируют друг друга с хорошей точностью (с погрешностью 5 %). Учитывая указанное обстоятельство и рассматривая далее только проекцию на ось x (уравнение (1)), получаем:

$$-fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}. \qquad (4)$$

Уравнение (4) является одним из уравнений, описывающих геострофическое движение (в проекции на ось x). Геострофический баланс выполняется для большинства течений открытого океана за исключением верхнего слоя толщиной 50—100 м, который испытывает непосредственное влияние касательного напряжения ветра. Если не рассматривать поверхностные (высокочастотные) волны, то два средних члена в уравнении (3) всегда балансируют друг друга; при этом получается уравнение гидростатики, которое выполняется даже с большей точностью, чем геострофический баланс.

Правая часть уравнения (4) представляет собой силу горизонтального барического градиента, действующую на единицу массы в направлении оси x. В типичном случае эта сила может быть определена следующим образом. Известно, что в Чесапикском заливе уровень моря приблизительно на 1 м ниже, чем в районе Бермудских островов, по другую сторону Гольфстрима. Указанный перепад уровня происходит на расстоянии примерно 100 км. Следовательно, сила горизонтального градиента давления составляет 10^{-4} м·с$^{-2}$. При $f = 10^{-4}$с$^{-1}$ среднее значение скорости v направленного на север течения равно 1 м·с$^{-1}$. Максимальные скорости в Гольфстриме в 2—2,5 раза больше приведенной оценки (они составляют 2—2,5 м·с$^{-1}$). Распределение различных характеристик на поперечном разрезе Гольфстрима представлено на рис. 1. Как видно, термоклин резко поднимается вверх в области Гольфстрима. На одной и той же глубине с внешней стороны (по отношению к берегу) Гольфстрима вода теплее, чем с его внутренней стороны. Таким образом, поскольку теплая вода легче холодной, свободная поверхность в силу уравнения гидростатики (3) должна быть выше с внешней стороны Гольфстрима при условии, что горизонтальные градиенты давления исчезают в глубинном слое (Гольфстрим простирается лишь до глубины около 3000 м).

Последняя идея лежит в основе метода, широко используемого во многих областях физической океанографии. Здесь имеется в виду расчет поля давления, которое почти никогда не измеряется, по полю плотности, которое может быть измерено. Из уравнений (1) и (3) можно получить уравнение для вертикального сдвига скорости

$$\frac{\rho f}{g}\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial \rho}{\partial x}. \qquad (5)$$

Заметим, что из (5) можно вычислить только вертикальные изменения скорости (сдвиг). Следовательно, для определения скорости требуется на разрезе поля плотности, аналогичном приведенному на рис. 1, прямо измерить поле скорости на некотором горизонте (например, на горизонте 2000 м). Однако значения скорости на глубине 2000 м составляют (например, в Гольфстриме) около 10 см·с$^{-1}$. В связи с этим отсутствие точных данных о поле скорости в глубинных слоях приводит к небольшим погрешностям (около 10 %) при вычислении скорости на свободной поверхности в случае сильного течения, однако вносит большие погрешности в результаты расчета расхода течений.

Многие теории циркуляции океана имеют дело с вихрем скорости, уравнение для которого получается путем применения оператора вихря к уравнениям (1) и (2). Оперировать с условием сохранения вихря, особенно в его интегральной (по вертикали) форме, в некотором отношении проще, чем использовать закон сохранения количества движения.

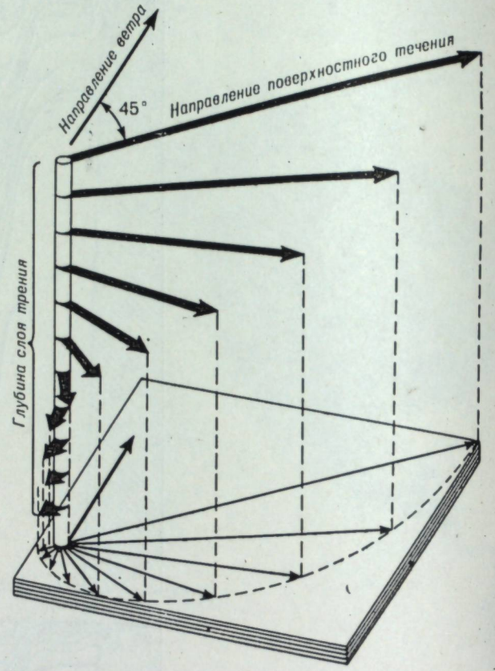


Рис. 2. Спираль Экмана.

Стрелками указаны направление и численное значение вектора скорости чисто дрейфового течения для различных глубин. Угол между направлениями ветра и поверхностного течения является функцией коэффициента вертикальной турбулентной вязкости; если коэффициент постоянен с глубиной, то угол равен 45° (этот случай приводится на рисунке).

Касательное напряжение ветра. Воздух не просто скользит вдоль поверхности воды, а благодаря трению (касательному напряжению ветра) увлекает за собой ее поверхностный слой. Движение этого тонкого поверхностного слоя передается посредством внутреннего турбулентного трения нижележащим слоям жидкости. Конечным результатом такого взаимодействия в безграничном однородном океане, находящемся под воздействием постоянного ветра, является чисто дрейфовое течение, теория которого была развита Экманом. Результирующее распределение скорости течения иллюстрируется так называемой спиралью Экмана (рис. 2). Вектор скорости течения на поверхности моря отклоняется от направления ветра вправо (в северном полушарии). С ростом глубины вектор скорости отклоняется вправо все сильнее, постепенно убывая по модулю. На глубине, где вектор скорости приобретает обратное направление (по отношению к направлению поверхностного течения), значение скорости составляет всего лишь $^1/_{23}$ ее значения на поверхности. Эта глубина называется глубиной слоя трения. Так, на широте 50° глубина слоя трения при скорости ветра 7 м·с$^{-1}$ составляет приблизительно 60 м.

Согласно данным наблюдений, угол между направлениями ветра и поверхностного течения составляет обычно от 30 до 45°; скорость поверхностного течения равна примерно 2 % скорости ветра. Значения обеих этих величин зависят от стратификации верхнего слоя и от интенсивности турбулентного переноса импульса по вертикали.

Ветровые течения добавляются к течениям любой другой природы — будь то крупномасштабная термохалинная циркуляция, вихри, приливные течения и т. п. Важное свойство ветровых течений, не зависящее от стратификации и интенсивности турбулентности, состоит в том, что полный объемный перенос направлен вправо относительно направления ветра. Это видно из проинтегрированных по вертикали уравнений (1) и (2), если в них отбросить члены, содержащие временну́ю производную и градиенты давления. Указанное свойство ветровых течений объясняет подъем холодных глубинных вод у берега в случае, если ветер дует параллельно берегу так, что последний находится слева относительно направления ветра. См. *Напряжение трения над морем.*

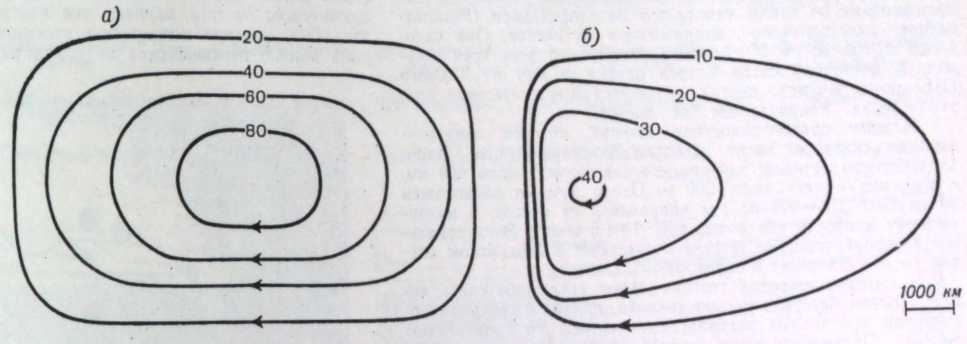


Рис. 3. Линии тока в случае невращающегося океана (*а*) и в случае учета вращения Земли, когда параметр Кориолиса растет с широтой (*б*). *(По H. Stommel, The Gulf Stream, University of California Press, 1965)*

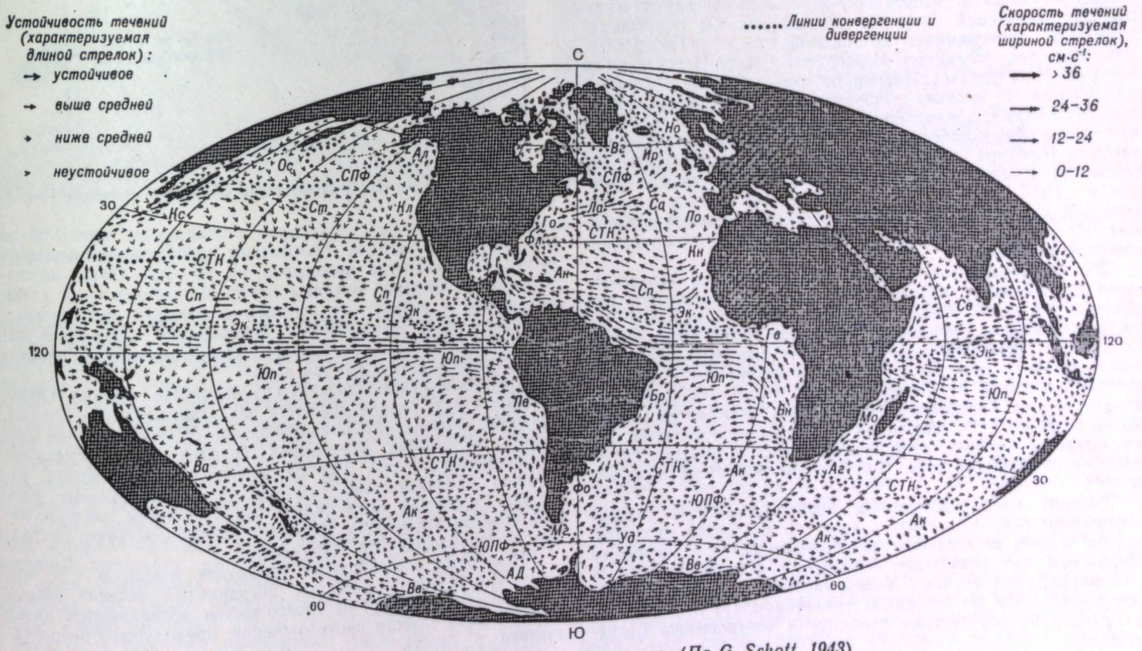


Рис. 4. Схема поверхностных течений Мирового океана в феврале—марте. *(По G. Schott, 1943).*

Аг — Агульясское, *Ал* — Аляскинское, *Ак* — Антарктическое, *Ан* — Антильское. *Бн* — Бенгельское, *Бр* — Бразильское, *Ва* — Восточно-Австралийское, *Вг* — Восточно-Гренландское, *Вв* — Восточных Ветров, *Га* — Гвинейское, *Го* — Гольфстрим, *Ир* — Ирмингера, *Кл* — Калифорнийское, *Кн* — Канарское, *Кс* — Куросио, *Ла* — Лабрадорское, *Мо* — Мозамбикское, *Мг* — Мыса Горн, *Но* — Норвежское, *Пе* — Перуанское, *По* — Португальское, *Са* — Северо-Атлантическое, *Св* — Северо-Восточное Муссонное, *Ст* — Северо-Тихоокеанское, *Сп* — Северное Пассатное, *Уд* — Уэдделла, *Фл* — Флоридское, *Фо* — Фолклендское, *Эк* — Экваториальное (Межпассатное), *Юп* — Южное Пассатное. *ЮПФ* — южный полярный фронт, *АД* — антарктическая дивергенция, *СПФ* — северный полярный фронт, *СТК* — субтропическая конвергенция.

Примечательная черта океанской циркуляции — существование интенсивных течений (таких, как Гольфстрим) в западных частях океанов. Как показал Стоммел, западная интенсификация течений является результатом изменения параметра Кориолиса с широтой (рис. 3). См. *Гольфстрим.*

Поверхностные течения. За исключением западных пограничных течений и Антарктического Кругового течения, система сильных поверхностных течений охватывает в основном верхний слой океана толщиной 100—200 м. Однако центральные части антициклонических круговоротов умеренных широт прослеживаются значительно ниже 1000 м. Средняя скорость поверхностных течений открытого океана не превосходит обычно 20 см·с$^{-1}$. Исключение составляют западные пограничные течения (такие, как Гольфстрим) и пассатные течения всех трех океанов, скорости которых равны 1—2 м·с$^{-1}$. Сведения о поверхностных течениях получены частично в результате прямых измерений их скорости, но главным образом на основании навигационного исчисления сноса судов.

Первоначальными причинами, приводящими к образованию поверхностных течений, являются касательное напряжение ветра и внутренние силы барического градиента, обусловленные неоднородным распределением плотности морской воды. На поверхностные течения оказывают влияние сила трения и ускорение Кориолиса. Эффект ветра максимален в случае, если его направление и сила постоянны. Такая ситуация имеет место в низких и умеренных широтах: существующая там антициклоническая система течений (с вращением по часовой стрелке в северном полушарии) соответствует антициклонической системе ветров (рис. 4). Направленные на запад поверхностные течения низких широт (Северное и Южное Пассатные течения) являются частью этой системы. Они переходят в узкие и сильные поверхностные течения, проходящие вдоль восточных побережий континентов к полюсам,— западные пограничные течения. К последним относятся Гольфстрим, Бразильское, Сомалийское (только

летом северного полушария) и Агульясское течения, Куросио и Восточно-Австралийское течение. В умеренных широтах они поворачивают на восток, переходя в Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское течения и Течение Западных Ветров в южном полушарии. В восточных частях океанов антициклонические системы замыкаются поверхностными течениями, направленными к экватору (восточными пограничными течениями): Канарским, Бенгельским, Западно-Австралийским, Калифорнийским и Перуанским.

Между Северным и Южным Пассатными течениями, направленными на запад, вторгается Экваториальное (Межпассатное) противотечение, направленное на восток. Оно находится примерно на 5° севернее экватора во всех трех океанах. В восточной части Тихого океана, к югу от Южного Пассатного течения, иногда отмечается дополнительное противотечение, направленное на восток.

Мощное подповерхностное течение, которое локализуется на экваторе, носит название Экваториального Подповерхностного течения; ширина его составляет около 400 км, а толщина — всего лишь 200 м. Центр течения расположен на глубине 150—200 м; оно направлено на восток, и максимальная скорость его составляет 1—1,5 м·с$^{-1}$. Экваториальное Подповерхностное течение отсутствует в Индийском океане (летом северного полушария).

В высоких широтах течения имеют тенденцию следовать вдоль линии берега и кромки шельфа, причем в северном полушарии континенты располагаются справа по направлению течения. Примерами таких течений служат Норвежское, Восточно-Гренландское, Лабрадорское и Аляскинское течения. В рассматриваемой ситуации острова как бы окружаются течениями, движущимися по часовой стрелке (Так, Исландия окружена течениями Ирмингера, Северо-Исландским и Восточно-Исландским.) Именно поэтому западные побережья континентов в высоких широтах обтекаются сравнительно теплыми водами, приходящими из более низких широт, тогда как у восточных побережий на тех же широтах обнаруживаются холодные воды более высоких широт. Например, температура поверхности океана летом в Норвежском течении на 10 °С выше, чем в Восточно-Гренландском течении, хотя оба течения находятся на одной и той же широте. Таким образом, поверхностные течения имеют большое климатическое значение.

Все поверхностные течения сопровождаются вертикальными движениями, интенсивность которых изменяется при переходе от одной области к другой. На вертикальную скорость оказывают влияние конвергенция (или дивергенция) поля ветра, ускорение течений и другие факторы. Вертикальный компонент скорости, несомненно, очень мал (например, довольно высокой считается скорость апвеллинга, наблюдаемого в районе Калифорнийского течения, которая составляет около 0,003 см·с$^{-1}$), однако он имеет большое значение при рассмотрении баланса тепла и всевозможных веществ, содержащихся в морской воде. См. *Влияние океана на погоду и климат.*

Важная идея, касающаяся крупномасштабных течений в открытом океане, состоит в том, что их расход определяется не просто касательным напряжением ветра, а широтным изменением его зонального компонента (ротором касательного напряжения ветра). Применение операции вихря к проинтегрированным по вертикали уравнениям (1) и (2) в случае стационарного течения приводит к соотношению Свердрупа

$$(df/dy)\, M_y = \mathrm{rot}_z \tau, \qquad (6)$$

где M_y — составляющая полного потока (проинтегрированного по вертикали вектора скорости) по оси y. Если рассматривать только зональные ветры, то получим

$$\mathrm{rot}_z \tau = d\tau_x/dy. \qquad (7)$$

Максимальный расход Флоридского течения наблюдается в июне—июле, т. е. почти с шестимесячным запаздыванием по фазе относительно зимнего максимума ротора касательного напряжения ветра над Северной Атлантикой. Сезонные изменения объемного расхода течения во Флоридском проливе составляют приблизительно (27—33)·10^6 м^3·с$^{-1}$; расход возрастает почти до 100·10^6 м^3·с$^{-1}$ при прохождении Гольфстримом долготы п-ова Кейп-Код.

Изменчивость течений. Для большинства главных океанских течений довольно хорошо известно их среднее многолетнее состояние. Однако определенный прогресс достигнут и в изучении изменчивости океанских течений. На рис. 5 приводится мгновенное положение оси Гольфстрима, определенное на основании данных наблюдений за максимумом горизонтального градиента температуры на поверхности океана (см. рис. 1). Мгновенное положение оси намного более извилисто, чем ее среднее за длительный период положение. Волнообразные изменения положения оси (меандры) имеют период примерно от 2 недель до месяца. Некоторые волнообразные меандры достигают очень большой амплитуды, становятся неустойчивыми и «отсекаются», формируя «ринги», или вихри Гольфстрима, показанные на рис. 5. Вода в центре вихря может быть холодной или теплой, и зависит это исключительно от того, направо или налево от основного потока был вытянут меандр при отсечении. Вихри Гольфстрима обычно перемещаются на запад или юго-запад.

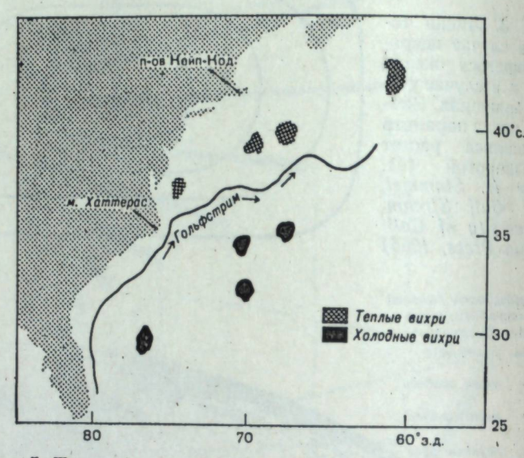


Рис. 5. Положение оси Гольфстрима в начале октября 1975 г.

Южнее м. Хаттерас Гольфстрим может отклоняться от своего «нормального» положения на 45—90°. Ниже по потоку от м. Хаттерас меандры могут вытягиваться на сотни километров в сторону от среднего положения оси течения, благодаря чему мгновенное положение оси становится искривленным. Так, судно, идущее перпендикулярно Гольфстриму, может пересечь его три раза.

Другим важным источником изменчивости течений в центральных частях океана являются планетарные волны Россби, движение которых квазигеострофично. Распространение волн Россби во многих отношениях походит на перемещение синоптических вихрей. Период планетарных движений составляет приблизительно 1—2 мес, а горизонтальные масштабы — несколько сотен километров. Не совсем понятно, каким образом упомянутые движения взаимодействуют со средней крупномасштабной циркуляцией.

Некоторые исследователи высказали мысль о том, что существенная часть западных пограничных течений вместо дальнейшего движения на северо-восток возвращается назад на юг в виде слабого противотечения, проходящего непосредственно у берега.

ГЛУБИННАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Глубинная циркуляция вызывается отчасти касательным напряжением ветра, а отчасти внутренними силами барического градиента, которые определяются бюджетом тепла, солей и воды. Обе группы сил зависят от атмосферных факторов. На направление глубинных течений, кроме силы Кориолиса и сил трения, определяющее влияние оказывает также рельеф морского дна.

Окраинные моря. Глубинная циркуляция в окраинных морях зависит главным образом от характера климата в данной области (от его аридности или гумидности).

Аридный климат. В случае аридного климата испарение превышает осадки, поэтому окраинное море заполняется довольно соленой водой с высокой плотностью. Его поверхность располагается ниже уровня соседних областей океана. Примерами морей такого типа служат Средиземное море, Красное море и Персидский залив. На рис. 6 *а* приводится схематический разрез моря рассматриваемого типа с порогом на входе в него. При подобном соединении двух бассейнов океанская вода с более низкой плотностью распространяется в поверхностном слое. Морская вода перетекает через порог

в океан, где она опускается до горизонта, на котором окружающие ее океанские воды имеют ту же плотность. Для начальной стадии развития потока характерно сильное вертикальное перемешивание. Достигнув указанного горизонта, поток далее распространяется горизонтально. Воды Средиземного и Красного морей из-за их высокой солености могут далеко проникать соответственно в Атлантический и Индийский океаны. См. *Индийский океан, Средиземное море.*

Гумидный климат. Картина глубинной циркуляции окраинных морей в условиях гумидного климата, схематически

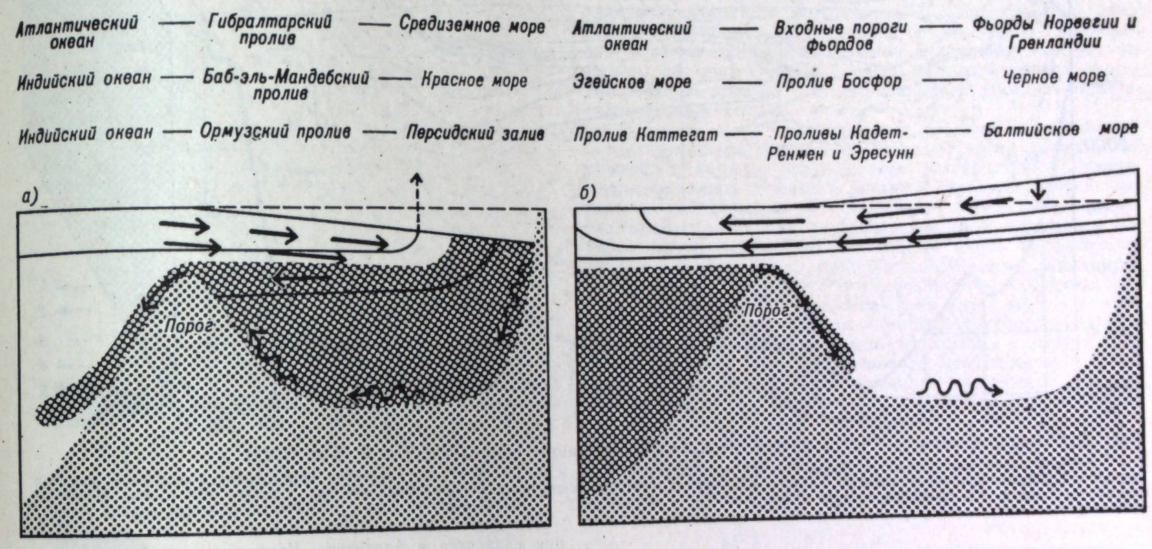


Рис. 6. Схема циркуляции в окраинном море и над его входным порогом в условиях аридного климата (*а*) и в условиях гумидного климата (*б*).

показанная на рис. 6 *б*, отличается от описанной выше. В этом случае уровень моря превышает уровень соседних областей океана. В результате поверхностные воды моря, имеющие из-за невысокой солености низкую плотность, вытекают из моря, а более соленая океанская вода, плотность которой выше, преодолевая порог, поступает в него. Циркуляция указанного типа характерна для Балтийского моря с мелководными входными проливами Кадет-Реннен и Эресунн, норвежских и гренландских фьордов и Черного моря со входом в него через пролив Босфор.

Черное море представляет собой пример особого рода. Здесь вершина входного порога всегда обтекается водой пониженной плотности, т.е. выходящей из моря водой верхнего слоя. Обновление глубинных слоев, а следовательно, и глубинная циркуляция прекращаются. В результате в глубинных слоях полностью расходуется растворенный кислород и образуется ядовитый сероводород. Ниже 200 м в Черном море обитают только анаэробные организмы. См. *Черное море.*

Если легкие воды верхних слоев проникают до вершины входного порога только изредка, как, например, на входе в Балтийское море, то процесс обновления глубинных вод время от времени прерывается. В Балтийском море такие перерывы иногда продолжаются несколько лет. См. *Балтийское море.*

Океаны. Глубинная циркуляция в океанах сложнее, чем в окраинных морях. В этом случае, кроме сил барического градиента, определяемых распределением плотности и сгонами и нагонами поверхностных вод за счет действия ветра, существенное влияние на циркуляцию оказывают также сила Кориолиса и крупномасштабная турбулентность. В тропиках существуют области, в которых поверхностные воды из-за сильного испарения имеют довольно высокую плотность. При термохалинной конвекции поверхностные воды опускаются (одновременно перемещается по горизонтали) до тех пор, пока не достигнут глубин, где плотность окружающей воды равна их собственной, а затем распространяются горизонтально. В результате холодная глубоководная часть океана имеет слоистую структуру и состоит из так называемых придонных, глубинных и промежуточных вод. В Атлантическом океане сильные глубоководные течения отмечаются в его западной части, где измеренные значения скорости составляют около 10 см·с$^{-1}$. На рис. 7 схематически представлены поверхностная и глубинная циркуляции Атлантического океана (вид со стороны его западной границы). О происхождении водных масс различных слоев океана можно судить по положению изохалин. Придонные воды образуются из очень холодных водных масс, стекающих по материковому склону Антарктиды. Водные массы вышележащего слоя (глубинные воды) формируются в высоких широтах Северной Атлантики. Водные массы следующего слоя (промежуточные воды) образуются в районе южного полярного фронта и прослеживаются приблизительно до 30° с. ш.

Существует пять главных областей, в которых поверхностные воды уплотняются и оседают вниз.

1. Норвежское море, в котором формируются воды с самой высокой (для Мирового океана) плотностью. Воды Норвежского моря поступают в Северный Ледовитый океан в виде холодной глубинной воды, а также в Северную Атлантику в виде холодной придонной воды, доходящей приблизительно до 50° с. ш.

2. Антарктический материковый склон в море Уэдделла, где температура воды под паковым льдом зимой близка к точке замерзания (—1,9 °С для морской воды). Благодаря особенностям рельефа дна образующиеся в море Уэдделла воды распространяются на север по западной половине Атлантического океана, достигая подножия Большой Ньюфаундлендской банки. Пересекая Срединно-Атлантический хребет через разлом Романш на экваторе, они проникают в восточную половину Атлантики. Эти воды распространяются на север также в Индийском и Тихом океанах, перемещаясь по направлению к экватору в их западных частях.

3. Море Лабрадор и район вблизи м. Ирмингер, где формируются глубинные воды (т. е. слой от 1000 до 4000 м) Атлантического океана. Эти воды помимо низких температур отличаются высоким содержанием кислорода. Они обнаруживаются у берегов Южной Америки и в Тихом океане.

4. Полярный фронт, расположенный на 50° ю. ш. Здесь формируется вода с низкой соленостью, являющаяся источником антарктических промежуточных вод Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

5. Полярный фронт в северной половине Тихого океана, где образуются северо-тихоокеанские промежуточные воды. Распространение этих вод в северной половине Тихого океана изучалось в целом ряде работ.

Глубинная циркуляция в Атлантическом океане является, скорее всего, более интенсивной, чем в Индийском и Тихом океанах, поскольку главные источники термохалинной конвек-

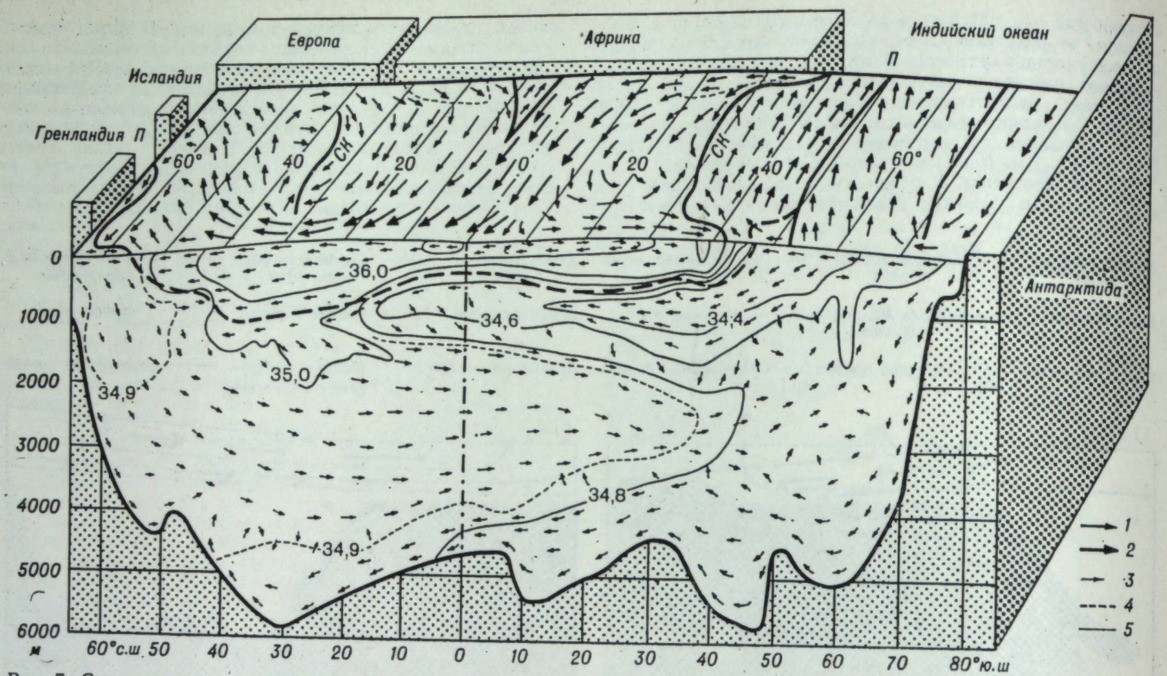


Рис. 7. Схема поверхностной и глубинной циркуляций в Атлантическом океане. (*По G. Wüst, 1949*)

1, 2 — поверхностная циркуляция, скорость течений соответственно 5—40 и 40—150 см·с$^{-1}$; *3* — глубинная циркуляция; *4* — граница областей теплых и холодных вод; *5* — изохалины (‰) *СК* — линии субтропической конвергенции поверхностных течений; *П* — линии полярного океанского фронта, где холодные водные массы полярных и субполярных областей встречаются с относительно теплыми водами умеренных широт.

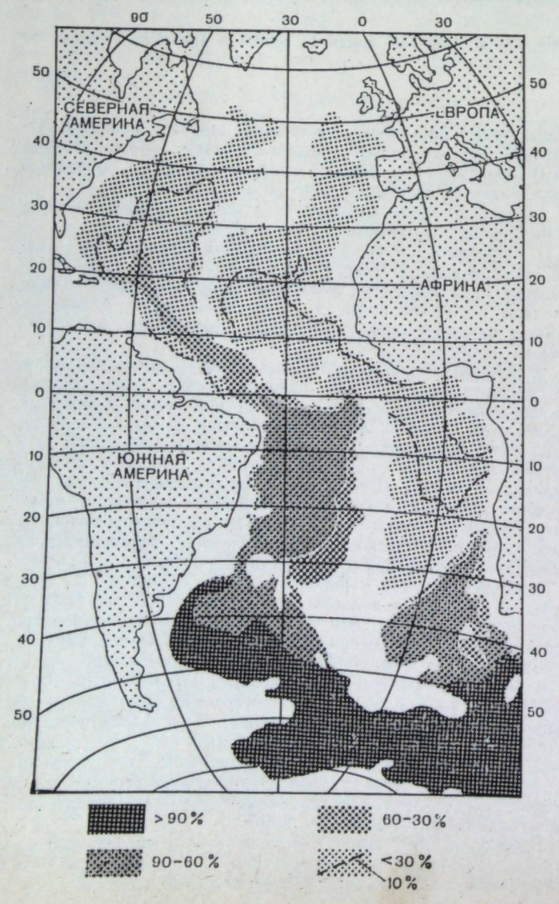


Рис. 8. Распространение антарктических придонных вод и происходящие в них процессы перемешивания. (*По G. Wüst*)

ции находятся в Атлантике. Кроме того, зональный выступ Южной Америки, по-видимому, направляет поверхностные течения Южной Атлантики в северную половину океана. Необходимость компенсации потерь поверхностных вод Южной Атлантики приводит к усилению глубоководной циркуляции, посредством которой североатлантические глубинные воды переносятся на юг в Южную Атлантику. Процесс распространения и перемешивания антарктических придонных вод иллюстрируется на рис. 8. См. *Атлантический океан, Индийский океан, Тихий океан.*

ИЗМЕРЕНИЕ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ

Существует несколько различных методов, используемых для прямых измерений скорости течений. В основу одного из них положен дрейф какого-нибудь свободно плавающего тела, например плавучего буя, дрейфующей бутылки, судна или заглубляемого поплавка нейтральной плавучести. Значение и направление скорости течения определяются по пройденному телом пути и направлению его дрейфа в течение заданного интервала времени. Второй метод основан на эффекте торможения потока на поверхности закрепленного тела. Требуемая информация может быть получена, если течение приводит во вращение вертушку, поворачивает лопасти, наклоняет корпус прибора или создает перепад давлений в трубке Пито. При использовании упомянутых методов требуется знать собственное движение прибора либо быть уверенным в том, что он неподвижен. Следовательно, навигационная задача определения точного местоположения измерителя течений (или судна) является важной частью процедуры измерения скорости океанского течения. Основная проблема, возникающая при измерении скорости течений, связана с тем, что значения их невелики и обычно составляют около 10 см·с$^{-1}$, хотя в некоторых случаях могут превышать 50 см·с$^{-1}$. Однако такие значения скорости в открытом океане характерны для синоптических движений, имеющих период порядка месяца. Что касается средних скоростей течений, то они не очень хорошо известны и составляют, по-видимому, не более 1 см·с$^{-1}$. Только в отдельных сильных течениях, таких, как Гольфстрим, скорости достигают 1—2 м·с$^{-1}$. Такие же значения скорости отмечаются в сильных приливных течениях.

Если судно находится достаточно близко к берегу, попадая в область действия какой-нибудь радионавигационной системы (например, системы Лоран), то его местоположение может быть определено с точностью до 1 мили (1,6 км), а иногда даже с точностью до 100 м. Специальные системы позволяют определять местоположение судна в некоторых областях с точностью до нескольких метров. В настоящее время многие суда осуществляют навигацию с помощью искусст-

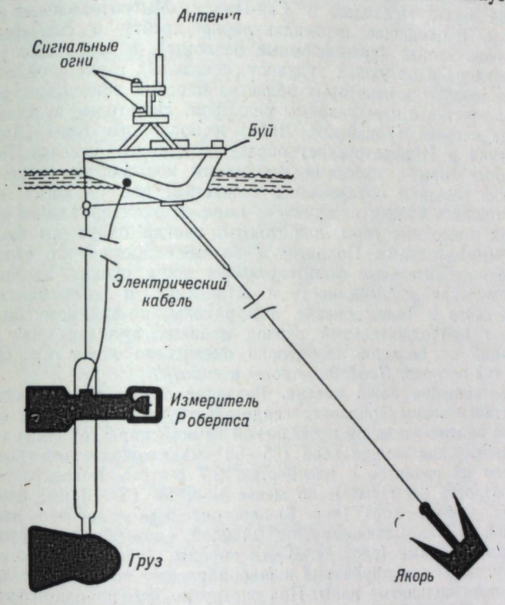


Рис. 9. Радиобуй с измерителем течений конструкции Робертса. (*По U. S. Navy Hydrographic Office Publ. no. 607, 2d ed., 1955*)

Буй оснащен работающим на батарейках радиопередатчиком и антенной. Если измеритель погружается в воду прямо с судна, необходимость в передатчике и приемнике отпадает, так как в этом случае электрический кабель связывается с регистрирующим устройством непосредственно.

венных спутников транзитной системы военно-морского флота США, позволяющих определять местоположение судна приблизительно каждые 2 ч. Буи обычно ставят на якорь даже в очень глубоких местах, однако заякоривание судна в глубоком океане — дорогостоящая процедура, требующая много времени. Поскольку океанологам необходимы длительные ряды наблюдений, обычным методом измерения является заякоривание цепи измерителей скорости с использованием затопленных буев. Судно возвращается через 3—6 мес и снимает поставленную цепь.

Свободно дрейфующие измерители течений. Бóльшая часть сведений о поверхностных океанских течениях была получена по данным о сносе судов.

Поплавок нейтральной плавучести, разработанный сэром Джоном Своллоу, представляет собой дрейфующий прибор, заключенный в камеру, конструкция которой обеспечивает ее малую (по сравнению с морской водой) сжимаемость и возможность плавания на некоторой заданной глубине. Прибор посылает акустические сигналы, которые могут быть зарегистрированы в радиусе нескольких миль от судна, оборудованного соответствующим звуковым приемником. Точность этого метода измерения может достигать 0,005 м·с$^{-1}$ при условии, что за поплавком ведется наблюдение в течение нескольких дней. Применение поплавков нейтральной плавучести было первым способом прямого измерения скорости глубинных океанских течений. В настоящее время наблюдение за большими поплавками описанного типа ведется с береговых станций.

Следует отметить, что наблюдения за дрейфующими объектами дают лагранжевы характеристики течений и требуют очень тщательной интерпретации при их использовании в рамках эйлеровского метода описания движения жидкости.

Закрепленные измерители течений. В этом случае измеряется результат действия течения на закрепленный прибор. Модуль скорости большинства подповерхностных течений измерялся с помощью автономных измерителей, регистрирующих число оборотов вертушки за определенный интервал времени, тогда как направление течения было определено по компасу. Измерители вертушечного типа делятся на автономные и дистанционные (т. е. приборы, передающие сигналы на борт судна или находящийся на поверхности буй). Измеритель Робертса представляет собой одну из ранних версий измерителей дистанционного типа (рис. 9). В слабых течениях винт Савониуса меньше, чем стандартный, подвержен влиянию вертикальных движений. В некоторых приборах винт экранируется горизонтальными пластинами. Следует отметить, что винт Савониуса имеет низкую чувствительность для периодов порядка 1 с, которые характерны для поверхностных волн.

Бóльшая часть количественных сведений о глубинной циркуляции была получена с помощью цепей измерителей течений, в которых использовался разработанный Ричардсоном измеритель течения с винтом Савониуса. Воздействие волн на находящийся на поверхности буй (такой, как на рис. 9) заставляет трос глубоководной цепи колебаться подобно струне банджо. В современных цепях используются затопленные буи (часто представляющие собой стеклянные сферы); такие цепи могут функционировать, производя записи, максимум 6—9 мес. Каждая цепь имеет обычно от трех до шести измерителей течений, которым сопутствуют датчики температуры. Открытие энергетически важных вихревых движений в океане продемонстрировало необходимость проведения продолжительных (многолетних) наблюдений для получения значимых результатов. Стоимость глубоководной цепи измерителей течений очень высока (около 50 тыс. долл.), один день пребывания судна в море обходится примерно в 5 тыс. долл.; рейс может продолжаться 2—3 недели и в дело могут быть пущены более дюжины цепей. См. *Океанология.*

Уилтон Старджес

Лит.: G. Dietrich, *General Oceanography*, 1963; G. L. Pickard, *Descriptive Physical Oceanography*, 1976; J. L. Reid, Jr., *Intermediate Waters of the Pacific Ocean*, Johns Hopkins Oceanographic Studies, vol. 2, 1965; Melvin E. Stern, *Ocean Circulation Physics*, 1975; H. Stommel, *The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description*, 1977; H. Stommel and K. Yoshida (eds.), *Kuroshio: Physical Aspects of the Japan Current*, 1972.

Океаны

Огромные соленые водоемы, окружающие материки и занимающие громадные котловины в земной коре. Океаны покрывают около 70 % поверхности Земли, а их общий объем составляет примерно 1,35·10^9 км^3. В южном полушарии океан занимает значительно бóльшую площадь, чем в северном: к северу от экватора лежит более $^2/_3$ суши.

Мировой океан включает в себя не только водоемы, заполняющие обширные глубокие котловины, но и мелководные моря, покрывающие незначительно погруженные окраины и внутренние части континентов. Распределение высот земной поверхности относительно уровня моря можно изобразить гипсографической кривой. Из рис. 1 видно, что на поверхности Земли преобладают две высоты: около 100 м над уровнем моря и примерно 5000 м ниже уровня моря. Между ними находится резкая переходная зона. Такое распределение показывает, что океаны образуют географическую провинцию, отличную от континентов. Огромная глубина океанов отражает совершенно различное строение земной коры под океанами и континентами. Человек познает океан, изучая историю формирования, строения и происхождения океанских бассейнов; распределение и происхождение осадочных и кристаллических пород; состав, распределение и движение водных масс, а также распределение разных форм жизни в океане.

Особенности строения океанского дна. На дне океана можно выделить три основные морфологические области: подводные окраины материка, ложе океана и срединно-океанические хребты (рис. 2).

Вокруг Атлантического океана, как и вдоль границ других океанов, подводные окраины материка состоят из шельфовых зон, являющихся затопленными краями материков, а также материковых склонов и подножий, образующих переходные области между материками и ложем океана. Шельф занимает примерно $^1/_6$ поверхности Земли. Его ширина ме-

няется от нескольких километров (у Южной Калифорнии) до нескольких сотен километров (северная часть Мексиканского залива, Большая Багамская Банка) и в среднем составляет 65 км. Уклон шельфа в сторону моря очень небольшой, около 0,07°, и на внешней границе, именуемой бровкой шельфа, глубина достигает примерно 130 м. Бровка шельфа может иметь осадочное либо эрозионное происхождение. Она постоянно меняется: размывается и разрушается под действием сильных течений или подвергается эрозии при низком уровне моря. Вдоль неустойчивых границ, таких, как побережье Южной Калифорнии или Южной Аляски, происходят активные движения. Мористее бровки шельфа находится

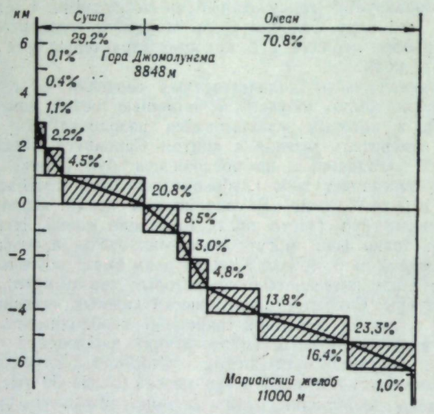


Рис. 1. Гипсографическая кривая, показывающая распределение суши и моря на поверхности Земли. *(Из A. N. Strahler, Physical Geography, 2d ed., copyright © 1960 by John Wiley & Sons, Inc.; перепечатывается с разрешения)*

более крутой (4°) материковый склон — область, которая имеет ширину примерно 20 км и характеризуется либо падением осадочных пластов в сторону моря, либо сползанием осадков вниз по склону. Материковое подножие в основании материкового склона имеет уклон менее 0,5° и ширину 100—1000 км. Оно состоит из мощных осадочных пластов, образовавшихся в результате сползания полужидкого материала под действием силы тяжести вниз по материковому склону, а также переотложения обломочного материала, сносимого с материков на ложе океана в виде мощных осадочных пластов, называемых конусами выноса. См. *Шельф и материковый склон.*

Однако границы некоторых материков столь непохожи на традиционный атлантический тип границ (с шельфом, подножием и склоном), что их выделяют как дополнительные океанские морфологические виды: западно-тихоокеанский и андский типы материковых границ. Они включают прибрежные вулканические островные дуги, аналогичные тем, которые находятся на западной границе Тихого океана (Японские, Филиппинские и другие острова) и на востоке Карибского моря. Вдоль этих островных дуг со стороны моря проходят узкие глубоководные желоба, самые глубокие места в океанах. Глубочайшим является глубоководный желоб Челленджер, часть Марианского желоба в Тихом океане, где была зарегистрирована глубина 11 022 м. Как правило, ширина желобов достигает сотни километров, а глубина на 3—4 км больше глубины окружающего их ложа океана. В длину желоба достигают тысячи километров и обычно имеют V-образную форму с узким плоским дном, образованным осадками. Небольшие океанские бассейны, находящиеся, как правило, за цепью вулканических островов, окаймленных желобами, называются окраинными морями (Японское и Филиппинское моря). К окраинным морям относятся также и такие малые океанские бассейны, как, например, Средиземное море, Мексиканский залив, Карибское, Берингово и Черное моря, которые частично отделены от основного океанского бассейна. См. *Морская геология.*

Ложе океана (исключая подводные окраины материка) занимает 56 % поверхности Земли. В основном рельеф ложа представлен абиссальными равнинами (30 % поверхности Земли) — широкими выровненными участками со средней глубиной 4—6 км. Уклоны поверхности не превышают 0,05°. Выровненный рельеф обусловлен отсутствием тектонической активности и накоплением осадков.

Отличительной чертой топографии океанского ложа является обширная система срединно-океанических хребтов, которая простирается более чем на 55 тыс. км по дну Атлантического, Тихого, Северного Ледовитого и Индийского океанов. Для хребтов этой системы характерно наличие вдоль оси хребта рифтовой долины шириной 25—50 км. В среднем ее глубина составляет 2,7 км. Рифт ограничен крутыми горами, поднимающимися на 1—3 км над дном океана. Некоторые вершины возвышаются над поверхностью моря, образуя острова Буве, Исландия и Сан-Паулу. Многочисленные разломы, проходящие перпендикулярно хребту и смещающие гребень хребта (трансформные разломы), и множество действующих и потухших вулканов, связанных с системой хребтов, создают в некоторых областях плоских абиссальных равнин участки с нерегулярным рельефом. Некоторые вулканические острова (Гавайские, Лайн) и подводные горы (Новая Англия и Императорские) образуют длинные цепочки. Подводные горы с плоскими вершинами называются гайотами. Такие вершины образовались вследствие эрозии, когда горы находились вблизи поверхности моря. В экваториальных районах подводные горы, или гайоты, иногда окружены коралловыми атоллами. Поднятия и возвышенности — это обширные положительные формы рельефа ложа океана, например Бермудская возвышенность в Атлантике и возвышенность Шатского в Тихом океане. Эти районы, по-видимому, отражают продолжительный период древних вулканических излияний на большой территории океанского ложа. См. *Океанские острова, Подводные горы и гайоты.*

Эволюция ложа океана. Различие высот в океанских и континентальных областях свидетельствует о различном составе континентальной и океанской земной коры. Мощная континентальная земная кора (35—60 км) сложена преимущественно из гранитов с плотностью 2,7 г·см$^{-3}$. Более плотная (плотность 3,0 г·см$^{-3}$), но менее мощная (5—10 км) океанская земная кора (рис. 3) состоит из осадочного чехла (слой *1*), покрывающего толстый слой, сложенный экструзивными породами (слой *2*). В эти породы, базальтовые по составу, включены трубчатые и шарообразные подушечные лавы, а также волнистые лавы. Под экструзивными породами расположен третий слой океанской коры (слой *3*): интрузивы, состоящие из часто расположенных вертикальных даек, связанных с глубинными магматическими очагами. Еще ниже находится слой крупнокристаллических пород мантии.

Океанская земная кора значительно моложе континентальной. Большая часть континентальной земной коры имеет возраст не менее 1 млрд. лет, многие породы 2—3 млрд. лет, а горы на суше сложены самыми древними породами, имеющими возраст около 4 млрд. лет. Наиболее же древние породы океанской земной коры имеют возраст порядка 200 млн. лет. В пределах океанских бассейнов более древних пород не обнаружено, хотя на материках найдены характерные для океана более древние участки ультрамафических (мантийных) пород, комплексы слоистых даек (часто расположенные вертикальные дайки) и базальты, покрытые тонким слоем глубоководных осадков. Благодаря тектоническим движениям они были вытолкнуты на материки и включены в сильно деформированные горные цепи. Эти породы, называемые офиолитами, интерпретируются как фрагменты более древних, ныне не существующих, океанов.

Литологические и возрастные контрасты между океанской и континентальной земной корой в значительной степени объясняются теорией спрединга дна океанов и теорией тектоники плит. Эти теории дают также возможность объяснить различие геологических характеристик подводных окраин материка, абиссальных равнин и системы срединно-океанических хребтов.

Теория спрединга дна океанов основывается на предположении, что новая океанская земная кора постоянно образуется в результате подъема магмы вдоль системы срединно-океанических хребтов. При подъеме и затвердевании магмы более старая кора раздвигается и бассейн океана растет. Спрединг дна океанов вызывает также дрейф континентов, поскольку составляющие их гранитные блоки все более и более расходятся с расширением дна. Сложная топография системы срединно-океанических хребтов тесно связана с наличием аномально разогретых пород, увеличивающихся в объеме. Вновь образующаяся океанская земная кора со временем (по мере удаления от центра хребта) остывает и уменьшается в объеме, порождая сглаженный рельеф абиссальных равнин. За год с каждой стороны хребта формируется от 1 до 10 см новой коры.

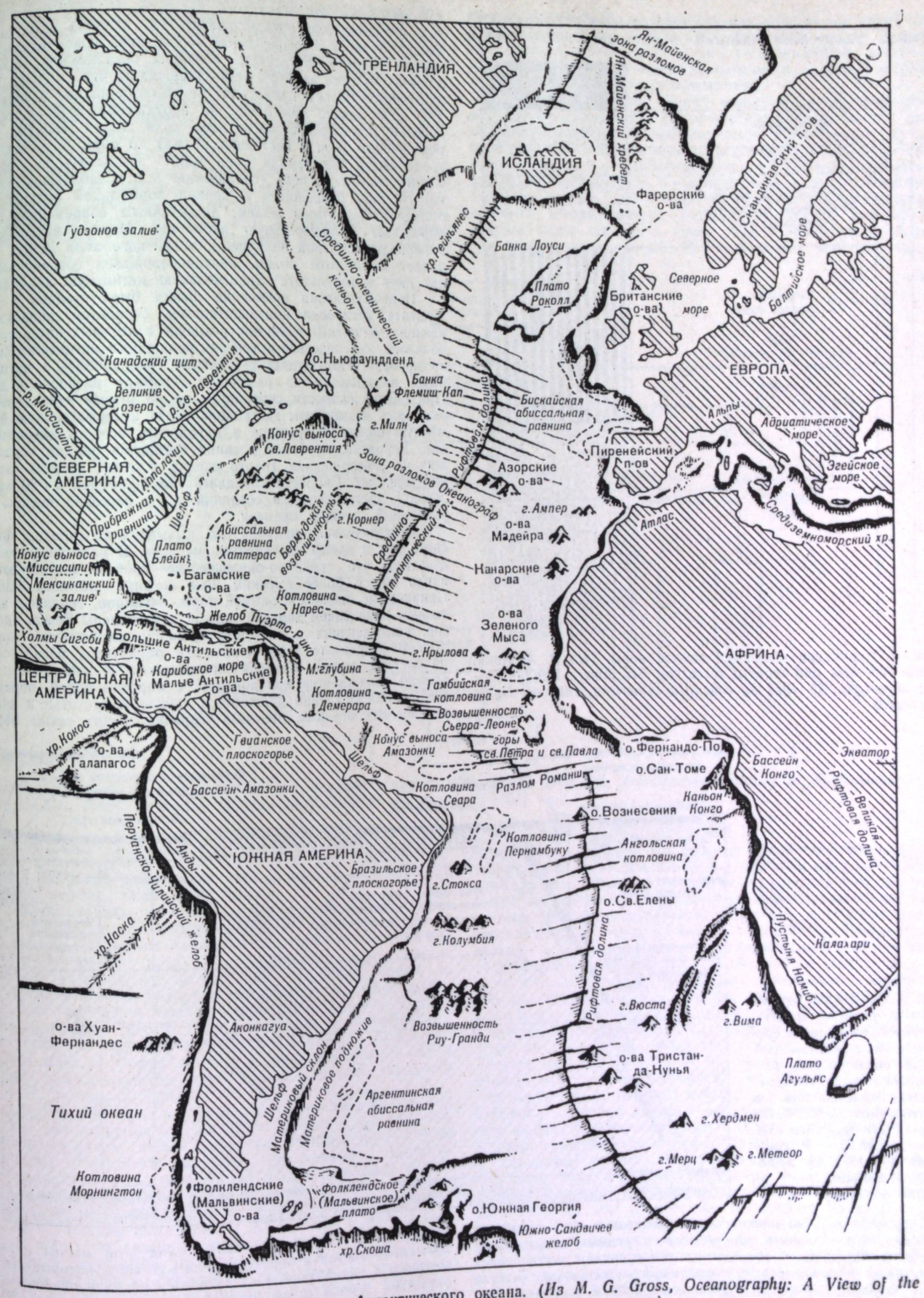


Рис. 2. Схематическая геологическая карта дна Атлантического океана. *(Из M. G. Gross, Oceanography: A View of the Earth, 2d ed., copyright © 1977 by Prentice-Hall, Inc.; перепечатывается с разрешения)*

М. глубина — максимальная для Атлантического океана глубина.

Такая модель спрединга океанского дна подтверждается самыми различными данными. Магнитометрические съемки

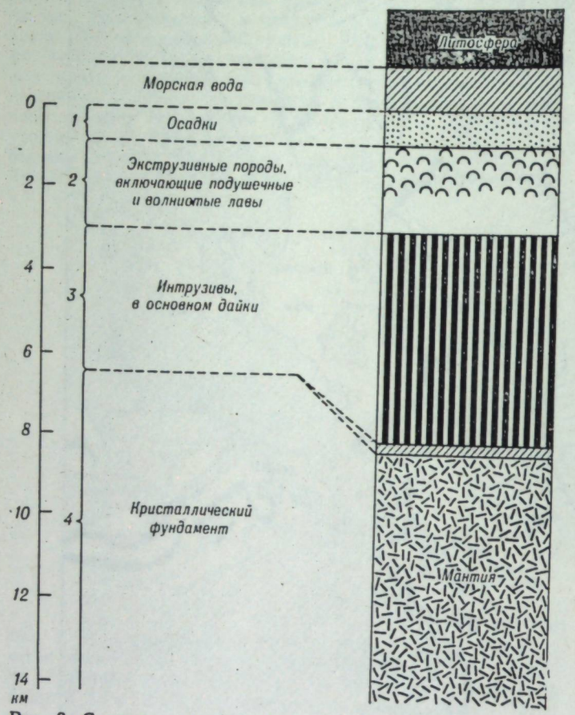


Рис. 3. Структура океанской земной коры. *(Из P. A. Rona, Plate tectonics and mineral resources, Sci. Amer., 229(1): 86—95; copyright © 1973 by Scientific American, Inc.; all rights reserved)*

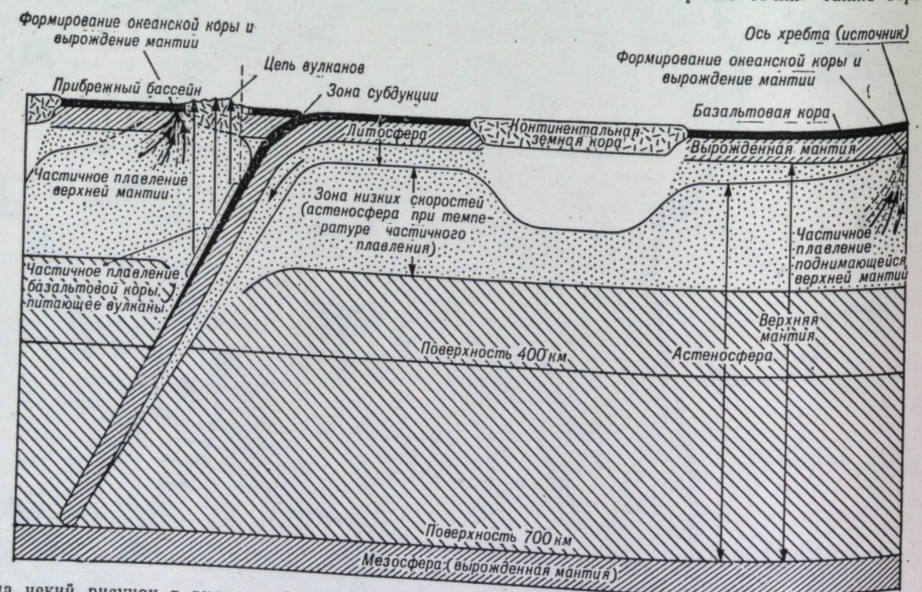


Рис. 4. Океанская земная кора в разрезе; показано ее образование в срединно-океаническом хребте и последующее разрушение вдоль глубоководных желобов или зон погружения. *(Из J. F. Dewey, Plate tectonics, Sci. Amer., 226(5): 62; copyright © 1972 by Scientific American, Inc.; all rights reserved)*

обнаружили на дне океана некий рисунок в виде линейных полос, расположенных параллельно срединно-океаническим хребтам. Фактически эти полосы представляют собой пояса магнитных аномалий, т. е. чередующиеся вытянутые участки коры с более сильной или более слабой, чем в среднем, намагниченностью. Подобная картина магнитных аномалий типична для многих крупных хребтов. В целом полосы, или пояса, аномалий вытягиваются параллельно оси хребта и имеют одинаковую ширину по разные стороны хребта. Долгое время все это оставалось загадкой. В 1963 г. Вайн и Мэтьюз высказали предположение, что наличие этих полос свидетельствует о непрерывном образовании новой океанской земной коры в результате излияния базальтовой жидкой лавы на участке хребтов. Они утверждали, что, по мере того как лава остывает, происходит ее намагничивание в магнитном поле Земли. Поскольку на протяжении геологического времени направление магнитного поля Земли менялось от нормального (как в настоящее время) до обратного, базальтовая океанская земная кора может оказывать на современное магнитное поле усиливающее или ослабляющее влияние. Магма, излившаяся в период нормальной полярности, обладает магнитным полем, аналогичным современному, и порождает положительную аномалию. Магма, излившаяся в периоды обратной полярности магнитного поля Земли, обладает магнитным полем, противоположным современному, что дает в результате отрицательную магнитную аномалию.

Палеомагнитная временна́я шкала была создана в результате датировки континентальных базальтов, обнаруживающих магнитные свойства, различие в которых интерпретировалось как следствие изменения полярности магнитного поля во времени. Полученные результаты сравнивались с магнитными аномалиями на различных участках океанского дна. При оценке скорости спрединга дна на основе этих данных оказалось возможным экстраполировать палеомагнитную временну́ю шкалу в прошлое и определить возраст океанского дна. Вероятно, наиболее древняя океанская земная кора лежит на северо-западе Тихого океана и имеет возраст около 200 млн. лет. Скорости спрединга дна примерно 2—20 см×$\times$год$^{-1}$ достаточно для создания всего бассейна океана за указанный период времени.

Действительная природа сил, вызывающих спрединг морского дна и дрейф континентов, не ясна. В настоящее время известно, что срединно-океанические хребты формируются вдоль зон с более высоким, чем средний, потоком тепла. Приращение океанской земной коры, очевидно, связано с частичным плавлением верхней мантии астеносферы Земли вдоль зон, совпадающих с системой срединно-океанических хребтов. В результате этого плавления образуется базальтовая по составу магма, которая поднимается к поверхности и быстро охлаждается при контакте с морской водой, образуя стекло, или медленно движется в дайках и пустотах в кристаллических осадках. Местные «горячие точки» также образуются в тех местах, где языки разогретой магмы поднимаются из мантии и образуют цепи вулканов, которые вытягиваются в линии, поскольку находятся на движущейся плите океанской земной коры (цепь Гавайи—Императорские подводные горы).

Поскольку считается, что Земля не расширяется, образование новой океанской земной коры должно где-либо сопровождаться ее одновременным разрушением (рис. 4). Это позволяет объяснить происхождение желобов, островных дуг и внутренних морей в контексте теории спрединга морского дна. Считается, что глубоководные желоба — это области, где более старая и остывшая океанская земная кора уничтожается, погружаясь под соседние блоки океанской или континентальной коры. В районах погружения литосферных плит происходят разрушительные землетрясения, вызываемые внутренними деформациями погружающихся пород. Эти зоны землетрясений, называемые зонами Беньоффа, определяют конфигурацию опускающихся литосферных плит. Частичное плавление пород опускающейся плиты и покрывающих ее осадков вызывает подъем к поверхности богатой натрием и калием магмы и формирует цепи вулканических островов, параллельных глубоководным желобам. По всей вероятности, окраинные океанские бассейны есть результат фрикционного взаимодействия с соседней материковой литосферной плитой.

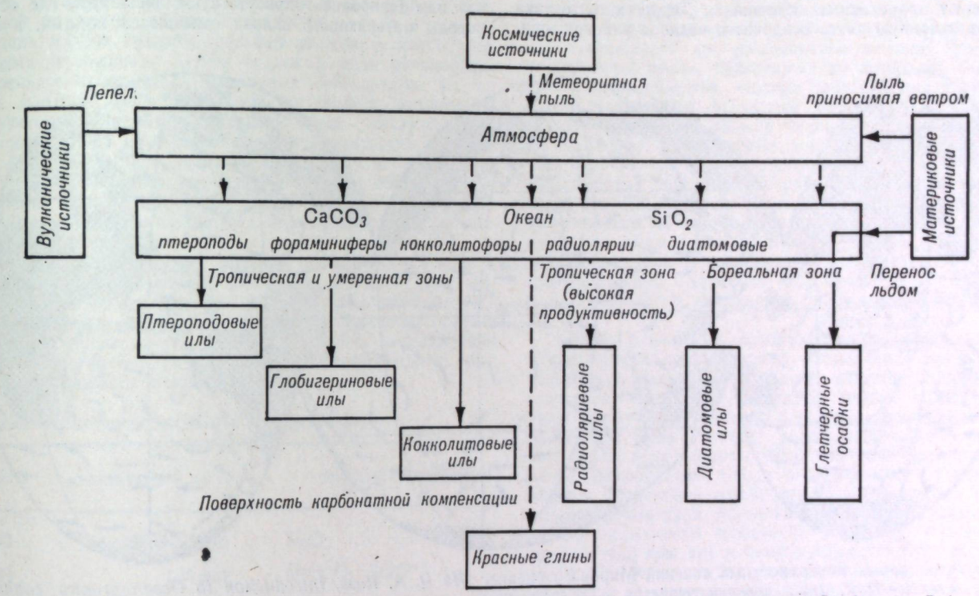


Рис. 5. Схема образования пелагических осадков в океане. *(Из W. W. Hay, ed., Introduction, Studies in Paleo-Oceanography, Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ. no. 20, pp. 1—5, 1974)*

Силы сжатия, действующие вдоль этих зон конвергенции, также вызывают деформацию земной коры и формирование горных поясов, таких, как Анды.

Глубоководные желоба и срединно-океанические хребты являются главными (конвергентными и дивергентными соответственно) границами жестких блоков земной коры, движущихся относительно друг друга. Третий тип границ — трансформные разломы, где не происходит ни формирования, ни разрушения плит, а только их скольжение друг мимо друга, как, например, вдоль разлома Сан-Андреас. В системе срединно-океанических хребтов трансформные разломы соединяют различные по протяженности участки хребта. Концепция земной коры, состоящей из плит, которые возникают в одном районе, передвигаются и разрушаются в другом, именуется теорией тектоники плит.

Осадки, полезные ископаемые и запасы энергии. На океанское дно непрерывно осаждаются вещества (рис. 5), порожденные самим морем (раковины, скелеты, зубы, чешуя, животные и растительные ткани), принесенные с окружающих материков (гравий, песок, ил и грязь, сносимая с пляжей и выносимая реками, пыль, сдуваемая ветром с пустынь, пепел и пемза вулканического происхождения, валуны, переносимые тающими айсбергами, а также споры и пыльца растений суши), падающие из космоса (метеориты и тектиты), химически осажденные из морской воды и приморских термальных источников (поваренная соль, гипс, металлоносные сланцы, полиметаллические конкреции и корковые руды) или образовавшиеся при деформации или абразии коренных пород морского дна и более старых осадочных пород (вулканические пески, цеолиты, некоторые рудоносные ферро-аллюмо-силикатные глины и фосфаты). Эти разнообразные донные осадки можно разбить на определенное число генетически разных типов, наиболее важными из которых являются следующие три: терригенные осадки, биогенные осадки и красные глины. Глубоководные осадки, не содержащие значительных количеств терригенного (приносимого с суши) детрита, называются пелагическими отложениями.

Терригенные осадки. Иногда вещества материкового происхождения выносятся в океан эпизодическими, быстро движущимися суспензионными потоками, называемыми мутьевыми потоками, которые своим происхождением обязаны подводным лавинам, часто возникающим в вершинах подводных каньонов, врезавшихся в материковый склон. Отложения мутьевых потоков, или турбидиты, обычные для материковых поднятий и прилегающих абиссальных равнин, состоят из тонкого песка, взвесей и слоев глины, лежащих на более крупнозернистых породах. Мелкозернистые вещества часто переносятся течениями на большие расстояния, прежде чем осядут на морское дно. Облака диффузных осадков, переносимых в виде суспензий течениями, охватывающими все океанское дно, известны под названием нефелоидных слоев. При сильных извержениях вулканы островных дуг выбрасывают пепел и осколки стекла на высоту почти 30 км. Ветры могут переносить эту мелкозернистую вулканическую тефру в море на расстояния, превышающие 500 км, а более тонкую пыль — и до нескольких тысяч километров. Движущиеся материковые ледники (вроде тех, которые теперь покрывают Гренландию и Антарктиду) и горные ледники (подобные тем, что встречаются на Аляске и в Скандинавии) обдирают скалы и почву на равнинах и вовлекают обломки в движение льда. Достигнувшие берега ледники порождают айсберги, которые, прежде чем растаять, переносят эти обломки, называемые эрратическими, на сотни километров в открытое море. В последний ледниковый период в северном полушарии эрратические валуны переносились далеко на юг и достигали южного побережья Португалии и даже Бермудских островов.

Биогенные осадки. Микроскопические скелеты морского планктона образуют слои биогенного ила, который может быть кальциевым (состоящим из птеропод, форэминифер, кокколитофор) или кремниевым (состоящим из радиолярий, диатомовых и кремниевых жгутиковых). Кремниевые илы преобладают в зоне высоких широт, у экватора и в прибрежных районах с сильным апвеллингом. В наиболее глубоких частях океана кальциевые вещества разлагаются в едких придонных водах. Глубина, на которой происходит растворение, известна как поверхность карбонатной компенсации (ПКК). Она минимальна на окраинах океанских бассейнов и максимальна в экваториальном поясе с высокой поверхностной продуктивностью. В современном океане средняя глубина

ПКК составляет 5 км, но в прошлом она значительно варьировалась и в Тихом океане в ледниковый период была на несколько сотен метров больше, а 40 млн. лет назад — на несколько километров меньше.

Красные глины. Яркие, от красно-коричневых до шоколадных, тонкозернистые (диаметр частиц менее 4 мкм) пелагические вещества с содержанием карбоната кальция и аморфного кремния, не превышающим 10 %, называются красными глинами. Красные глины различны по своему происхождению; они состоят из сдуваемых ветром терригенных и вулканогенных веществ, космических веществ, таких, как тектиты, и тонких органических материалов, образующихся при абразии биогенных веществ, как, например, зубы акул.

Распространенность различных типов донных осадков в океане сильно зависит от глубины океана, химического состава и температуры воды, органической продуктивности и расстояния от терригенных источников. Терригенные осадки составляют основную часть осадочного чехла в районах, опоясывающих все главные континентальные массивы, а также тянущихся вдоль некоторых участков срединно-океанических хребтов. Вдали от источников терригенных осадков, в районах с достаточно высокой органической продуктивностью, что типично для тропических широт, преобладают биогенные осадки. Когда глубина в таких районах превышает критическую глубину карбонатной компенсации, начинают преобладать кремниевые илы. Мелководные районы в основном покрыты кальциевыми илами. Абиссальные равнины, находящиеся как вдали от терригенных источников, так и в районах с низкой органической продуктивностью, покрыты слоем красных глин.

Минералы. В районах, характеризующихся или малым осадконакоплением, или слабой эрозией за счет придонных течений, происходит рост кристаллов окисей железа и марганца, образующих концентрические оболочки конкреций, почти сплошь покрывающих дно (гидрогенные осадки). Некоторые конкреции в диаметре достигают 10 см и более, а содержание меди, никеля и кобальта в них настолько велико, что они представляют экономический интерес. Области, богатые конкрециями, простираются на большие расстояния в экваториальных районах Тихого океана между разломами Клиппертон и Кларион, а также встречаются в Капской котловине в Южной Атлантике и в Мозамбикской котловине в Индийском океане.

Сильный тепловой поток на гребне срединно-океанического хребта порождает гидротермальную циркуляцию в пористых пластах второго слоя океанской земной коры. Выщелачивание базальтовых пород в отсутствие кислорода переводит ионы железа и марганца в растворы, которые выходят из горячих термальных источников, расположенных в рифтовых долинах. В этих условиях на вершинах конусов осаждаются рудоносные сланцы, а по краям вулканических труб нарастают слои окислов металлов. Необычные сообщества животных, питающихся сульфатными бактериями, приспособились к жизни в этих источниках. При наличии мощных солевых слоев и связанных с ними испарителей, как это происходит в Красном море, депрессии рифтовых долин заполняются горячим рассолом с температурой до 60 °С.

Постоянно дующие ветры, например пассаты, гонят поверхностные воды от берега, способствуя подъему холодных глубинных вод. Зоны апвеллинга (например, Бенгельское течение у берегов Юго-Западной Африки, Канарское течение у северо-западного побережья Африки и Перуанское течение у западных берегов Южной Америки) выделяются своим аномально высоким содержанием питательных веществ, изобилием жизни и в целом пониженным содержанием растворенного кислорода в нижележащих промежуточных водах. В зонах апвеллинга важными с экономической точки зрения ресурсами являются фосфаты. Кроме того, богатые органикой илы (сапропель) присутствуют лишь там, где осадочные породы материкового склона омываются водами, в которых пониженное содержание кислорода связано с высокой продуктивностью.

Карбонатные платформы и барьерные рифы (Багамские острова и Северо-Восточная Австралия) находятся на подводных окраинах материков в теплых поверхностных водах и вдали от устьев рек. Абразионный край этих известняковых террас образует наиболее крутые и протяженные склоны на поверхности Земли.

Газ и нефть. В глубоководных отложениях органических веществ, подвергшихся термическим воздействиям, образуется природный газ, жидкая нефть или и то и другое вместе. При благоприятных условиях газ и нефть стекают по пористым слоям и скапливаются в естественных резервуарах, которые могут образовываться в прибрежных песчаниках и породах, способных растворяться в воде. По-видимому, наиболее богаты горючими ископаемыми шельфы и материковые склоны.

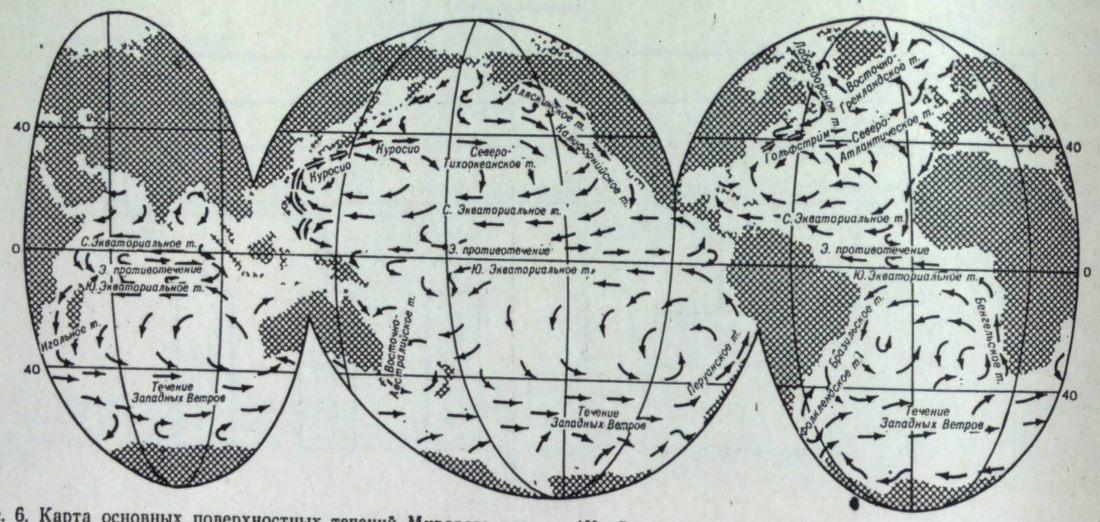


Рис. 6. Карта основных поверхностных течений Мирового океана. *(Из D. A. Ross, Introduction to Oceanography, copyright © 1970 by Prentice-Hall, Inc.; перепечатывается с разрешения)*

Общая циркуляция океана. При взаимодействии атмосферы и океана возникает циркуляция различных водных масс океана. Основными источниками энергии являются ветер и тепло. На большей части океана поверхностные течения возникают под действием ветра, а неоднородные притоки тепла порождают глубинные течения. Сложность циркуляции объясняется, с одной стороны, изменением притоков тепла с широтой, а с другой — отклонениями течений за счет вращения Земли под действием силы Кориолиса, которое заставляет водные массы поворачивать вправо (по часовой стрелке) в северном полушарии и влево (против часовой стрелки) — в южном.

В экваториальных районах преобладают текущие на запад Северное и Южное Экваториальные течения, создаваемые в основном пассатами, они разделены узким, направленным на восток противотечением (рис. 6). Экваториальные течения образуют круговороты, вытянутые с запада на восток и замыкающиеся в субтропических районах с центрами на 30° с. ш. и 30° ю. ш. К наиболее известным течениям, направленным на восток, относятся Течение Западных Ветров в южном полушарии и Северо-Тихоокеанское течение и Гольфстрим в северном. Муссонные течения в Индийском океане вызываются ветрами, которые испытывают сезонные колебания при нагреве и охлаждении окружающих областей суши. В северных субполярных и полярных районах находятся небольшие антициклонические круговороты.

Глубинная термохалинная циркуляция представляет собой результат глобального процесса конвекции, при котором плотная холодная вода в высоких широтах погружается на глубину и течет в направлении экватора. В северном полушарии глубинная вода образуется главным образом в Норвежском море. При своем движении на юг со скоростью, достигающей 10—20 $см \cdot с^{-1}$, эта так называемая североатлантическая глубинная вода прижимается к западной окраине океанской котловины. Такие тяготеющие ко дну и следующие вдоль изобат течения способны размывать дно океана, переносить и отлагать тонкие осадки в виде маломощных переслоенных отложений, называемых контуритами. Из холодной плотной воды, образующейся вокруг Антарктиды, формируется антарктическая донная вода. Антарктическая донная вода течет по Аргентинской и Бразильской котловинам в Атлантику и по Самоанскому проливу в Тихий океан и, проникая за экватор, достигает на севере соответственно Бермудской возвышенности и Алеутской абиссальной равнины. На циркуляцию придонных вод большое влияние оказывает рельеф морского дна.

Химия и происхождение морской воды. Морская вода — это слабый водный раствор различных веществ (см. таблицу). Термин «соленость» используется для определения общего содержания растворенных веществ. Соленость принято выражать в частях на тысячу (‰). Соленость морской воды в среднем составляет 35 ‰. Главными растворенными компонентами являются натрий и хлор.

Содержание основных элементов в морской воде

Элемент	Содержание, $мг \cdot л^{-1}$	Основные соединения
O	857 000	H_2O
H	108 000	H_2O; O_2; SO_4^{--}
Cl	19 000	Cl^-
Na	10 500	Na^+
Mg	1 350	Mg^{++}; $MgSO_4$
S	885	SO_4^{--}
Ca	400	Ca^{++}; $CaSO_4$
K	380	K^+
Br	65	Br^-
C	28	HCO_3^-; H_2CO_3; CO_3^{--} и органические

Предположения относительно происхождения морской воды и источников ее солености большей частью основаны на сравнении химических составов морской воды, речного стока, вулканических газов и гейзеров. Предполагается, что собственно вода появилась в результате конденсации паров и ювенильных газов, выделявшихся из Земли на ранних ступенях ее истории. Существует предположение, что бо́льшая часть составляющих атмосферу газов также образовалась в результате дегазации Земли. Некоторые из веществ, растворенных в морской воде, имеют такое же происхождение, поскольку не могли быть принесены речным стоком (примерами могут служить хлор, бор и бром).

Многие другие вещества, растворенные в морской воде (карбонаты, сульфаты, магний, кальций, калий и натрий), очевидно, являются результатом накопления в море веществ, приносимых речным стоком в виде слабых растворов. Эти компоненты растворялись в результате химического разложения продуктов выветривания древних пород и минералов. Различное относительное содержание некоторых из этих веществ в морской воде и в речном стоке, по всей вероятности, объясняется происходившим когда-то удалением их из морской воды. Ряд компонентов имеет очень короткое «время жизни» в морской воде. Например, кальций, соединения углерода и кремния быстро выводятся из морской воды организмами и в конечном счете в виде обломков раковин выпадают в кремниевые или кальциевые илы. Такие компоненты, как железо и калий, также быстро выводятся из раствора: они абсорбируются рудоносными глинами или вовлекаются в диагенетические химические реакции. В то же время некоторые другие компоненты, в частности натрий и хлор, не выводятся из раствора органикой и не выпадают в осадок, так как способствующие этому условия возникают редко. Таким образом, они накапливаются и становятся основными компонентами морской воды.

Распределение жизни в океанах определяется наличием жизненно необходимых питательных веществ (кислород, кремний, азот и фосфор), растворенных в морской воде. Растворенного кислорода много у поверхности океана, в средних слоях количество его уменьшается и вновь увеличивается в придонных водах, приносимых из холодных полярных поверхностных областей океана. Черное море является единственным большим океанским бассейном, основная толща которого полностью лишена кислорода (является эвксинической), хотя в отгороженных порогами бассейнах на подводных окраинах материка Калифорнии и в некоторых береговых фьордах граница распространения кислорода чрезвычайно глубока. Кремний, азот и фосфор уносятся с поверхности океана живыми организмами и накапливаются в нижних слоях воды при осаждении и разложении мертвых морских организмов. Таким образом, продуктивность повышается при апвеллинге. Солнечный свет ослабляется морской водой, и его количество совершенно ничтожно на глубинах более 250 м.

Жизнь в океане. Содержание биомассы наиболее велико в поверхностном слое океана. Освещенная солнцем область, называемая эвфотической зоной, является царством микроскопических растений, преимущественно водорослей, которыми питаются простейшие животные организмы (планктон), плавающие рыбы (нектон) и большие морские млекопитающие (киты и дельфины). Жизнь на дне океана значительно менее разнообразна. Среди большей части основных групп морских организмов только около сорока имеют глубоководных представителей. Животные бентоса, обитающие в толще грунта, называются инфауной, а те, что ползают по дну, плавают над ним или к нему прикрепляются, составляют эпифауну. С ростом глубины растет число животных, добывающих пищу из слоя осадков или фильтрующих ее из морской воды, а число всеядных животных и хищников падает. Продуктивность придонных вод велика только в полярных и прибрежных районах. В то время как в прибрежных районах на 1 $м^2$ морского дна можно собрать до 5000 г живых организмов, а на 1 $м^2$ шельфа — 200 г живых организмов, на больших глубинах дно океана пустынно и безжизненно. Тем не менее разнообразие глубоководных организмов в океане довольно значительно, что, вероятно, связано с такими биологическими факторами, как истребление хищниками, которые поддерживают плотность популяции потенциальных конкурентов на достаточно низком уровне для предотвращения конкурентного уничтожения.

Как обнаруживается при изучении скорости роста, метаболической активности и восстановления численности, скорость биологических процессов на больших глубинах чрезвычайно мала. См. *Океаны и моря.*

Элизабет Л. Миллер; Уильям Б. Ф. Райан

Лит.: C. A. Burk and C. L. Drake (eds.), *The Geology of Continental Margins*, 1974; D. B. Ericson and G. Wollin, *The Ever-Changing Sea*, 1970; M. G. Gross, *Oceanography: A View of the Earth*, 2d ed., 1977; B. C. Heezen and C. D. Hollister, *The Face of the Deep*, 1971; B. Mason, *Principles of Geochemistry*, 1958; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 3d ed., 1973.

Океаны и моря

Сообщающиеся массы соленых вод, которые покрывают 70,8 % поверхности Земли, называют Мировым океаном, или просто океаном. Материки разделяют его на отдельные океаны. Океаны в свою очередь делятся на моря; к последним относятся как нечетко выделяемые области (Саргассово море), так и почти полностью замкнутые водоемы (Черное море). Термины «бухта», «пролив» и «залив» часто используются наравне с термином «море» (Большой Австралийский залив, Датский пролив, Мексиканский залив, Бенгальский

залив). Соленые озера, не имеющие выхода в океан, также часто называют морями (Мертвое море, Каспийское море).

Общая площадь Мирового океана составляет $362 \cdot 10^6$ км^2, средняя глубина 3729 м и общий объем $1{,}35 \cdot 10^{18}$ м^3. Его средняя температура 3,90 °С, а средняя плотность 1,045 т·м$^{-3}$, так что масса океана составляет $141 \cdot 10^{16}$ т. Так как средняя соленость составляет 34,75 ‰ (3,475 % по массе), в океане содержится $136 \cdot 10^{16}$ т воды и $4{,}93 \cdot 10^{16}$ т соли.

Мировой океан обычно подразделяется на четыре океана (см. таблицу). Северный Ледовитый океан отделяется от Тихого океана Беринговым проливом, от Атлантического — пр. Фьюри-энд-Хекла, Девисовым проливом и линией Гренландия—Свальбард—о. Медвежий—северная оконечность Норвегии. Он включает Арктические внутренние моря, такие, как море Баффина или Канадские проливы. Меридиан м. Игольного (20° в. д.) разделяет Атлантический и Индийский океаны. Граница между Индийским и Тихим океанами проходит по Андаманским островам, Индонезии, по линии о. Тимор — м. Тальбот в Австралии — западная оконечность Бассова пролива и по меридиану м. Юго-Западный в Тасмании (146°52′ в. д.). Весь Магелланов пролив относится к Тихому океану; южнее граница между Атлантикой и Тихим океаном проходит по линии м. Горн — Южные Шетландские острова и далее к Антарктическому полуострову.

Характеристики океанов и прилегающих морей

Океан и прилегающие моря	Площадь, 10^6 км^2	Объем, 10^6 км^3	Средняя глубина, м
Тихий	166,241	696,189	4188
Азиатские внутренние моря	9,082	11,366	1252
Берингово	2,261	3,373	1492
Охотское	1,392	1,354	973
Желтое и Восточно-Китайское	1,202	0,327	272
Японское	1,013	1,690	1667
Калифорнийский залив [1]	0,153	0,111	724
Всего	181,344	714,410	3940
Атлантический	86,557	323,369	3736
Карибское море (с Мексиканским заливом)	4,357	9,427	2164
Средиземное [1]	2,510	3,771	1502
Черное [1]	0,508	0,605	1191
Балтийское [1]	0,382	0,038	101
Всего	94,314	337,210	3575
Индийский	73,427	284,340	3872
Красное [1]	0,453	0,244	538
Персидский залив	0,238	0,024	100
Всего	74,118	284,608	3840
Северный Ледовитый	9,485	12,615	1330
Арктические внутренние моря	2,772	1,087	392
Всего	12,257	13,702	1117
Итого	362,033	1349,929	3729

[1] См. статью под этим названием.

Характеристики океанов и основных морей приведены в таблице, составленной Менардом и Смитом (1966). См. *Атлантический океан, Индийский океан, Калифорнийский залив, Карибское море, Мексиканский залив, Северное море, Северный Ледовитый океан, Средиземное море, Тихий океан, Южный океан.*

Джон Лайман

Осадки

Выпадение капель воды или замерзших частиц из атмосферы. К жидким осадкам относятся дождь и морось, а к твердым — снег, град, мелкий град, ледяная крупа (называемая также ледяными зернами или ледяным дождем), снежная крупа, снежные зерна, ледяные иглы и ледяные кристаллы. Иногда осадками называют, кроме того, отложения росы, изморози или гололеда, а также влагу, выпавшую из тумана.

Осадки всех типов называют гидрометеорами. К гидрометеорам относят также облака, туман, влажную дымку, мглу, метель и брызги. Частицы дождя или мороси могут замерзать после выпадения на поверхность почвы, образуя твердый налет льда — гололед. См. *Облака.*

Большинство частиц осадков несет положительный или отрицательный электростатический заряд. Происхождение этих зарядов и их роль в процессах, связанных с атмосферным электричеством, изучены пока еще недостаточно хорошо. См. *Атмосферное электричество, Гроза.*

Дождь, снег и ледяная крупа могут выпадать как при обложных осадках, так и при ливнях. Обложные осадки устойчивы во времени; они могут прерываться, но внезапных всплесков их интенсивности не наблюдается. Град, мелкий

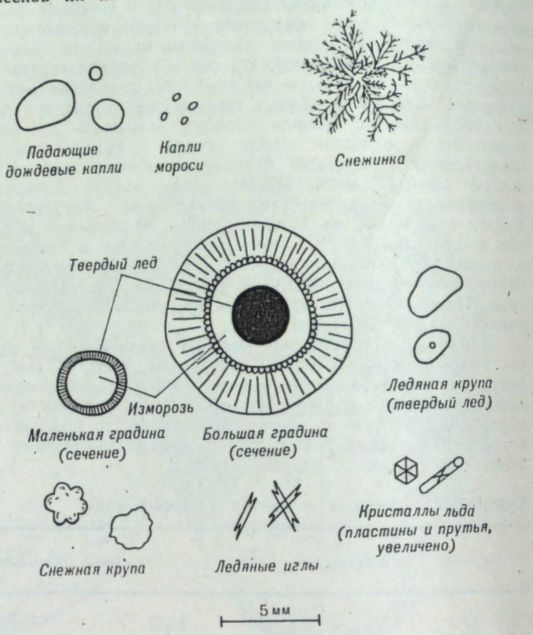


Рис. 1. Различные виды осадков.

град и снежная крупа выпадают только при ливнях; морось, снежные зерна и кристаллы льда встречаются только при обложных осадках. Ливни формируются в неустойчивых облаках, относящихся к кучевым, в то время как обложные осадки образуются в слоистообразных облаках.

Количество осадков, часто называемое просто осадками, измеряется с помощью осадкомеров. Оно характеризуется толщиной слоя выпавшей жидкой воды, образовавшейся после таяния замерзших осадков, и измеряется в миллиметрах. Отдельно измеряется высота снежного покрова, толщина слоя выпавшего града и других твердых форм осадков. См. *Осадкомеры.*

Жидкие осадки. Разграничение между дождем и моросью является в какой-то степени произвольным. Диаметр капель дождя обычно превышает 0,5 мм, и эти капли отличаются от капель мороси главным образом своими размерами. Морось можно также отличить от дождя по метеорологическим условиям ее образования: как правило, она выпадает из туманов или плотных слоистых облаков, в то время как дождь выпадает из кучевых облаков или из облаков других форм, простирающихся достаточно высоко над уровнем нулевой изотермы. Диаметр капель дождя редко превышает 5 мм, поскольку более крупные капли обычно разрушаются в процессе падения.

Мелкие дождевые капли имеют приблизительно сферическую форму, а более крупные капли во время падения несколько сплющиваются, особенно в нижней части (рис. 1). По данным Ганна, скорость падения капель в неподвижном воздухе характеризуется следующими значениями:

Диаметр капли, мм	0,1	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0
Скорость падения, м·с$^{-1}$	0,27	2,06	4,03	6,49	8,06	8,83

Твердые осадки. Снежные хлопья бывают или в виде звездообразных шестиугольных кристаллов, или в виде матовых ледяных игл, или в виде сочетаний кристаллов и игл. Они часто покрыты ледяной оболочкой. Скорость падения снежных хлопьев изменяется в значительных пределах, составляя в среднем 1—2 м·с$^{-1}$, причем для хлопьев, покрытых оболочкой льда, она несколько выше. См. *Снег.*

Град, наблюдаемый чаще всего при грозах, образуется под влиянием теплого влажного воздуха в облаке, распространяющемся до больших высот. Градины состоят обычно из концентрических слоев изморози и твердого льда, и их диаметр, как правило, составляет около 1 см, хотя иногда может достигать 10 см и более. См. *Град.*

Ледяная крупа состоит из твердого льда, прозрачного или темного, и может быть сферической или неправильной формы. Она образуется при замерзании капель дождя или мороси.

Снежная крупа представляет собой частицы мягкого непрозрачного льда неправильной формы. Они нередко бывают усыпаны прямоугольными или ветвистыми кристаллами, а их края иногда имеют форму фестонов. Их характерный диаметр

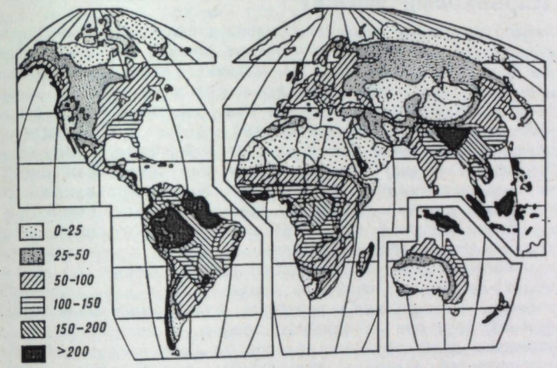


Рис. 2. Глобальное распределение средних годовых сумм осадков (см) над сушей. (*Из N. A. Bengtson and W. Van Royen, Fundamentals of Economic Geography, 5th ed. Prentice-Hall, © 1964; reprinted by permission of Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ*)

составляет 2—5 мм. Снежная крупа выпадает обычно при ливнях, иногда даже при температуре вблизи земной поверхности несколько градусов выше нуля. Их плотность, согласно Накая, составляет около 0,12 г·см$^{-3}$. Снежные зерна имеют аналогичную структуру, но они меньше по размерам и более плоской формы. Диаметр снежных зерен составляет около 1 мм и менее. Они обычно выпадают в небольших количествах из слоистых облаков или тумана.

Ледяные иглы — это узкие остроконечные кристаллы длиной примерно 1—3 мм и диаметром около 0,25 мм. Они выпадают либо в виде отдельных кристаллов, либо в виде скоплений при температурах, близких к нулю или несколько ниже. Кристаллы льда имеют форму прутьев или пластинок. Они выпадают в холодном устойчивом воздухе, часто при отсутствии облаков, и, попадая на земную поверхность, блестят на солнце.

Географическое распределение. Осадки являются частью влагооборота, т. е. непрерывного обмена влагой между океаном, сушей и атмосферой. Распределение осадков по земной поверхности весьма неравномерно (рис. 2).

Абсолютные максимумы сумм осадков за различные промежутки времени приведены в статье *Гидрометеорология.*

Осадки и погода. Наиболее часто осадки выпадают в циклонах и тропических штормах. При прогнозе погоды различают несколько синоптических типов осадков. Осадки теплого фронта обусловлены восходящим движением теплого влажного воздуха. Осадки холодного фронта возникают в результате подтекания холодного воздуха под теплый, что приводит к его подъему. Конвективные осадки вызываются локальными более интенсивными восходящими движениями влажного воздуха. Осадки в зонах конвергенции связаны с крупномасштабными вертикальными движениями воздуха, обусловленными конвергенцией воздушных потоков в нижних слоях атмосферы. Наконец, орографические осадки возникают в результате подъема влажного воздуха вдоль склонов гор. Каждый из перечисленных типов осадков может иметь место независимо друг от друга, однако с конвекцией и конвергенцией часто связаны и другие типы осадков. Когда очень холодный воздух поступает на залив или озеро, на подветренном берегу может выпадать снег, что наблюдается на Великих озерах в Северной Америке. Менее значительными факторами образования осадков являются турбулентность, охлаждение воздуха под воздействием подстилающей поверхности и ночное выхолаживание верхних границ облаков за счет длинноволнового излучения; суммы осадков, обусловленных этими факторами, малы.

Конденсация в атмосфере. Конденсация происходит при охлаждении воздуха до температуры точки росы или ниже. После этого происходит образование либо капель воды (конденсация), либо кристаллов льда (сублимация). Эти капли или кристаллы представляют собой облачные частицы, из которых благодаря механизму роста могут образоваться частицы осадков. Основным механизмом охлаждения, способным приводить к образованию заметного количества осадков, является адиабатическое расширение, которое происходит при восходящих движениях воздуха. Скорость конденсации в поднимающемся насыщенном водяным паром воздухе тем выше, чем теплее воздух, и прямо пропорциональна вертикальной составляющей скорости движения воздуха. Более подробно образование осадков в облаках, роль ядер конденсации и искусственное вызывание осадков рассматриваются в статьях *Воздействие на погоду* и *Физика облаков.* См. также *Влажность, Гидрология, Гидрометеорология, Дождевая тень, Общая циркуляция атмосферы, Роса, Точка росы, Туман.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: T. F. Malone (ed.), *Compendium of Meteorology*, 1951; W. E. Middleton, *History of the Theories of Rain and Other Forms of Precipitation*, 1968; A. Miller, *Meteorology*, 3d ed., 1976; J. L. H. Paulhus, Indian Ocean and Taiwan rainfalls set new records, *Mon. Weather Rev.*, 95: 331—335, 1965; S. Petterssen, *Weather Analysis and Forecasting*, vol. 2, 2d ed., 1956.

Доп. лит.: Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР.— Л., 1971; Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР.— Л., 1976.

Осадкомеры

Приборы, предназначенные для измерения количества жидких или твердых осадков. Количество осадков выражают в миллиметрах слоя воды, выпадающей на горизонтальную поверхность. При использовании в осадкомере записывающего устройства появляется также возможность определять время выпадения осадков и их интенсивность. Другие виды осадков, такие, как роса, изморозь, поглощаемая почвой влага, также представляют значительный интерес, но их количество нельзя измерить осадкомерными установками, которые используются метеорологическими службами в повседневной практике.

Особенности конструкции. Основная часть осадкомера состоит из резервуара и воронки, сконструированных так, чтобы свести к минимуму выплескивание осадков. Установка приподнимается на 0,3—2,0 м над поверхностью Земли, что позволяет предотвратить попадание брызг, но все же не настолько высоко, чтобы приемная часть осадкомера была подвержена воздействию ветра, скорость которого обычно увеличивается с высотой (рис. 1). Толщина слоя воды, который могли бы образовать выпавшие осадки, легко рассчитывается по объему воды в резервуаре и площади приемного окна воронки. Для определения объема воды используются различные конструкции. В осадкомере Бюро погоды США количество собранной воды измеряется с помощью цилиндрического сосуда, площадь поперечного сечения которого составляет одну десятую площади приемного окна прибора. Высота слоя воды измеряется мерной рейкой, отградуированной в дюймах. В приборах, применяемых в других странах, для определения объема собранной воды используются баллоны, мерные стаканы или другие приспособления. Воронка в каждом из этих приборов позволяет уменьшить потери воды за счет испарения.

Регистрирующие приборы. В дождемере с непрерывной регистрацией для записи осадков на ленту, которая приводится в движение часовым механизмом, применяются пружинные весы. Высокая чувствительность обеспечивается специальной рычажной передачей: при большом количестве осадков перо самописца движется поперек ленты вверх и вниз несколько раз. Регистратор другого типа имеет двухсекционный V-образный опрокидывающийся челнок с двумя устойчивыми состояниями (рис. 2). Вертикальная перегородка, расположенная под отверстием воронки, направляет поток

в наполняемый отсек; одновременно вода из другого отсека челнока сливается в резервуар. Каждое опрокидывание челнока соответствует 0,25 мм осадков; при опрокидывании замыкаются электрические контакты и срабатывает электрический счетчик импульсов, расположенный на некотором расстоянии. Известны также приборы с поплавком, приводящим в движение перо самописца. Некоторые из них имеют автоматический сифон для принудительного слива воды из поплавковой камеры, когда в ней накапливается определенное количество осадков (соответствующее, например, 0,5 мм).

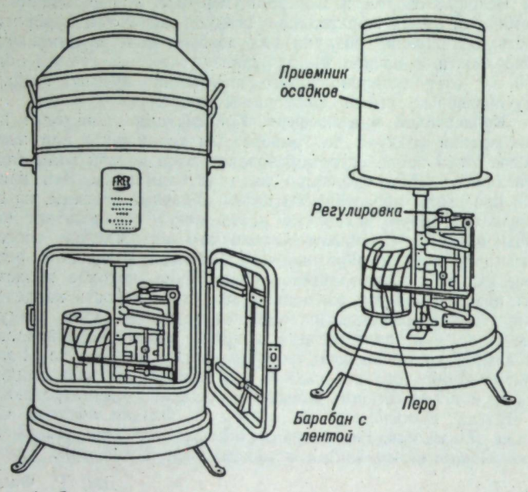


Рис. 1. Осадкомер Фергюссона, обеспечивающий взвешивание и регистрацию осадков. *(Из F. A. Berry, Jr., E. Bollay, and N. R. Beers, eds. Handbook of Meteorology, McGraw-Hill, 1945)*

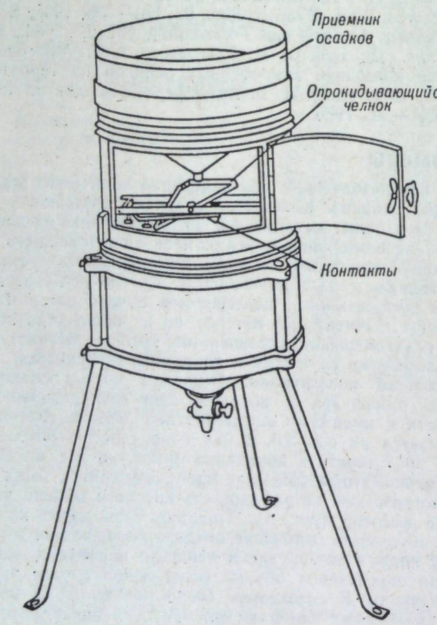


Рис. 2. Осадкомер с опрокидывающимся челноком. *(Из F. A. Berry, Jr., E. Bollay, and N. R. Beers, eds., Handbook of Meteorology, McGraw-Hill, 1945)*

Измерение твердых осадков. Количество твердых осадков можно определять путем растапливания снега, собранного в дождемере, при условии, что используется соответствующая ветровая защита (воронка при таких измерениях должна быть убрана). Выпавший снег измеряется также путем отбора проб. Для измерения массы выпавшего снега применяют источник γ-излучения, обычно кобальт-60, который устанавливается на уровне поверхности земли. Источник создает узконаправленное излучение вверх к счетчику Гейгера, закрепленному на некотором расстоянии от поверхности снега. Масса снега в столбе, пронизываемом γ-лучами, определяется по уменьшению частоты срабатывания счетчика вследствие поглощения части излучения снежным покровом. Привлекательной чертой такого устройства является возможность простой дистанционной передачи результатов измерений по радиоканалу, что делает его чрезвычайно полезным для горных районов. См. *Снегомер, Снегосъемка.*

Вернер Е. Суоми

Лит.: F. A. Berry, Jr., E. Bollay, and N. R. Beers (eds.), *Handbook of Meteorology*, 1945; W. E. K. Middleton, *Invention of the Meteorological Instruments*, 1969; W. E. K. Middleton and A. E. Spilhaus, *Meteorological Instruments*, 3d ed., 1953.

Парниковый эффект

Атмосфера Земли действует подобно стеклянной крыше парника, задерживая тепло, получаемое почвой от Солнца. Так же как стеклянное покрытие парника, атмосфера хорошо пропускает солнечную радиацию и сильно поглощает длинноволновую, излучаемую земной поверхностью. Значительная часть поглощенной длинноволновой радиации возвращается назад к поверхности Земли за счет собственного излучения атмосферы, в силу чего возникает парадоксальная ситуация — земная поверхность получает больше радиационного тепла при наличии атмосферы, чем при ее отсутствии.

Длинноволновая (инфракрасная) радиация поглощается водяным паром, углекислым газом и озоном, содержащимися в атмосфере в небольших количествах, а также облаками. Облака поглощают около $^1/_5$ приходящей к ним солнечной радиации и совершенно непрозрачны для длинноволнового излучения, если они не слишком тонкие. В ночных условиях появление даже перистых облаков на безоблачном небе сопровождается быстрым повышением температуры приповерхностного слоя воздуха на несколько градусов, что является следствием радиационного излучения появившихся облаков. См. *Атмосферный озон, Земное излучение.*

Парниковый эффект наиболее заметно проявляется ночью, в результате чего, например, в США диапазон изменений температуры в суточном ходе обычно не превышает 11 °С. Однако в засушливых областях, таких, как штаты Нью-Мексико или Аризона, где влагосодержание воздуха мало, атмосфера более прозрачна для длинноволновой радиации, поэтому жаркие дни в этих районах сменяются очень холодными ночами.

Льюис Д. Каплан

Плодородие морских вод

Продуктивность каждого района океана определяется продукцией живого органического вещества, производимого организмами, которые обитают в этом районе. В основе процесса образования первичной продукции лежит поглощение CO_2 растениями в ходе фотосинтеза как в океане, так и на суше, а скорость этого процесса на единицу площади или объема, выраженная как масса углерода, фиксированного за единицу времени, является мерой продуктивности. Она может быть непосредственно измерена различными методами или определена путем изучения изменения химического состава воды. Количество живых организмов, представленных в любое время в данном месте (биомасса), хотя и может быть соотнесено с продуктивностью, не является ее мерой, так как представляет собой результат равновесия между продукцией и деструкцией. Прибрежные и океанские воды отличаются по составу организмов, которые в них обитают; в основном это касается донной фауны, которая обычно изобильна на мелководье и скудна на больших глубинах океана. Иногда у берегов можно встретить густые заросли келпа (бурых водорослей), которые фиксируют углерод с исключительно высокой скоростью. См. *Глубоководная фауна, Методика сбора морских биологических проб.*

Продуктивность океанов. Она зависит от продукции фитопланктона в верхнем слое, называемом эвфотической зоной, где достаточно солнечного света для обеспечения процесса фотосинтеза растений. В большинстве случаев это микроскопические водоросли — диатомовые и жгутиковые,— которые размножаются делением в среднем, вероятно, реже одного раза в сутки. Движение воды может увлечь их в более глубокие слои воды, но чаще они задерживаются в эвфотической зоне благодаря особенностям строения, увеличивающим сопротивление при погружении. Медленно погружаясь, они обычно не успевают достичь дна, так как их поедают мелкие организмы зоопланктона. Установлено, что около 80 % этих растений утилизируется таким путем; остальные, включая как съеденные, частично переваренные и выделенные организмами зоопланктона, так и несъеденные, опускаются на дно и служат пищей для бентоса. Для роста фитопланктона необходимы лучистая энергия, углекислый газ, вода, азот, фосфор и ряд микроэлементов, которых в морской воде обычно содержится в достаточном количестве (кроме железа и марганца). Диатомовым также необходим кремний, который присутствует в воде в виде мономерной кремниевой кислоты обычно в достаточном количестве. Потребность растений в дополнительных питательных веществах, различающихся качественно и количественно для разных видов водорослей, пока еще полностью не определена. В океане рост растений, как правило, ограничен количеством лучистой энергии, азота и фосфора при достаточном количестве (обилии) CO_2 и воды.

Для фотосинтеза может быть использовано около половины энергии солнечного спектра, так как потребляется только видимая часть спектра с длиной волны 380—720 нм. Фиксация углерода (валовая продукция) пропорциональна освещенности, пока она не достигнет значений примерно 100 Вт·м$^{-2}$ (насыщающая интенсивность), при превышении этого значения фотосинтетическая активность снижается. Она подавляется при интенсивности света, составляющей $^1/_3$ интенсивности полного солнечного излучения, так что фиксация углерода на поверхности может быть меньше, чем в промежуточных слоях воды. Величина чистой продукции положительна, когда интенсивность радиации достаточна, чтобы количество углерода, получаемое растением при фотосинтезе, превышало его количество, расходуемое при дыхании. Установлено, что интенсивность, при которой достигается компенсация, составляет 5 Вт·м$^{-2}$, а максимальная глубина, на которой достигается это значение (компенсационная глубина), может варьировать от нескольких метров до 100 м и более в зависимости от прозрачности воды. Компенсационная глубина приблизительно соответствует глубине, на которой освещенность снижается до 1 % интенсивности полуденной поверхностной радиации. Можно подсчитать максимум возможной продукции органического вещества при различных уровнях поверхностной освещенности, сделав поправку на уменьшение эффективности при более высокой освещенности и учтя потери при дыхании. Выход продукции варьирует от 0 при компенсационной интенсивности до 25 г·м$^{-2}$ (суточная продукция) при интенсивности 280 Вт××м$^{-2}$, которая наблюдается в короткие периоды хорошей погоды летом. В течение более длительных периодов на больших глубинах Мирового океана освещенность в среднем составляет 90—180 Вт·м$^{-2}$ и соответствующая продуктивность равна примерно 10—20 г органического вещества на 1 м^2 в сутки. На самом деле такие значения достигаются только в отдельные дни на мелководьях, в открытом океане они обычно равны весной 2—5 г·м$^{-2}$ в сутки, а среднее годовое значение составляет 0,4—1 г·м$^{-2}$ в сутки.

Если освещенность в любой промежуток времени достаточна, рост лимитируется наличием доступного для растений азота и фосфора. Количество этих элементов зависит от глубины. В глубинах океана концентрация нитратов и фосфатов высока и поддерживается за счет разложения опускающихся вниз мертвых организмов. Однако переносу этих питательных веществ к поверхности препятствует устойчивый вертикальный градиент плотности. Зимой в умеренных широтах поверхностная концентрация азота и фосфора обычно составляет более 200 и 30 мкг·л$^{-1}$ соответственно. Однако весной вследствие активного роста растений эти концентрации могут уменьшаться до очень малых значений, которые затем в течение лета практически не изменяются. При таких условиях новый рост растений будет зависеть от количества питательных веществ, регенерировавших из отмерших растений, и веществ, экскретируемых животными. Подобные процессы протекают в течение всего года в тропических водах, для которых характерны относительно низкие скорости фиксации углерода. Тем не менее общая годовая продукция этих районов сравнима с общей продукцией других районов, поскольку интенсивность радиации достаточна на протяжении всего года, а также потому, что высокая прозрачность воды позволяет свету проникать на большие глубины.

В таких районах, как зоны экваториальных дивергенций или области у западных берегов Африки и Южной Америки, где физические процессы обусловливают подъем к поверхности глубинных вод, богатых питательными веществами, временами может образовываться значительная первичная продукция, что приводит к увеличению биомассы всех организмов пищевой цепи. Химический состав морского фитопланктона, в отличие от состава наземной растительности, характеризуется высоким содержанием белков (40—50 %) и жиров (20—27 %) и в этом отношении сравним с составом тех животных, которые следуют за фитопланктоном в пищевой цепи. Эта пищевая цепь имеет больше звеньев, чем многие наземные цепи, и в действительности представляет собой довольно сложную сеть. Так, например, была подсчитана продукция каждого вида в пищевой цепи Северного моря, где имеются значительные скопления промысловых рыб, и получены реальные оценки численности популяций рыб. Для определения скорости переноса продукции на следующие звенья цепи (вплоть до пелагических и донных рыб) необходимо постулировать, что эффективность переноса существенно выше 10 % — предположение, подтвержденное экспериментально. Действительно, эксперименты с кормлением растительноядного планктона свидетельствуют о том, что эффективность переноса может быть выше 50 %. При сравнении с наземными пищевыми цепями морские пищевые цепи кажутся более эффективными. Интересно, что если сравнить годовой улов рыбы в Северном море с первичной продукцией, то можно заметить, что только 0,5 % первичной продукции может быть использовано человеком. Продуктивность всех океанов составляет (1,6—15,5)·10^{10} т С в год, а продуктивность всех районов суши — 1,9·10^{10} т С в год.[1]

Значения годовой продукции живого вещества в двух прибрежных районах (с различными допущениями) представлены в таблице.

Годовая продукция живых организмов (г·м$^{-2}$)

Организмы	Ла-Манш	Северное море
Фитопланктон	730—910	1000
Зоопланктон	275	160
Пелагические рыбы	2,9	6
Донные рыбы	1,9	1,7
Бентос	55	50

Фрэнсис А. Дж. Армстронг

Продуктивность и ее измерение. Продукция органического вещества в океане, так же как и на суше, является результатом фотосинтеза автотрофных растений. В прибрежных водах, где солнечный свет проникает до дна, в этом процессе участвуют как высшие растения, так и бентосные водоросли. В открытом океане органическое вещество продуцируется только одноклеточными водорослями (фитопланктоном), которые находятся во взвешенном состоянии в верхних слоях воды всех океанов.

Продуктивность донных сообществ можно определить путем периодического сбора их урожая и измерением их роста через определенные интервалы времени. Такие прямые методы невозможно использовать при изучении фитопланктона с коротким жизненным циклом из-за невозможности учесть его потери от естественной смерти, выедания, осаждения на дно и адвекции.

Более удовлетворительные подсчеты продукции донных и планктонных растений дает определение химических изменений воды, сопровождающих фотосинтез и рост растений. Эти изменения могут быть прослежены в естественных условиях за период от 1 сут до нескольких недель, а в лаборатории — при экспозиции репрезентативных проб растительных популяций в условиях, близких к естественным, за период не более 1—2 сут. Фотосинтетическая активность растений приводит к изменению содержания в воде солей азота и фосфора, кислорода, CO_2, а также к изменению pH. В расчеты, основанные на изменениях этих индикаторов

[1] Согласно современным данным, продуктивность Мирового океана составляет около (25—30)·10^{15} г С в год; продуктивность наземных растений оценивается в 56·10^{15} г С в год, т. е. по крайней мере вдвое превышает продуктивность океана. (*Прим. ред. пер.*)

в естественной среде, необходимо вносить поправку на газообмен через поверхность воды и на влияние вертикального перемешивания поверхностных и глубинных вод. Кроме того, в таких расчетах обычно не учитывается и горизонтальный перенос, поэтому этот метод существенно завышает значения продуктивности.

Экспериментальные лабораторные исследования включают измерение продукции O_2, ассимиляции CO_2 и изменений pH. Изучение изменения этих характеристик как в естественных условиях, так и в лабораторных дает представление о чистом эффекте фотосинтеза и дыхания (растений и животных) и, таким образом, позволяет измерить чистую продукцию. Дыхание может быть измерено отдельно, в лаборатории, с помощью опытов с темными склянками. Это измерение в сопоставлении с измерением чистой продукции, проводимом в светлых склянках, позволяет оценить полный фотосинтез, или валовую продукцию. Опыты с кислородными скляпками при использовании их в открытом океане, где планктон рассеян, недостаточно достоверны, поэтому в настоящее время используется очень чувствительный метод измерения количества CO_2 с помощью изотопа ^{14}C как индикатора. Поглощение $^{14}CO_2$ растительным сообществом является мерой чистой продукции (фотосинтез минус дыхание).

Еще один метод определения продуктивности основан на посылке, что фотосинтез есть функция двух переменных величин — содержания хлорофилла в растениях и интенсивности получаемого растениями света. Продуктивность можно рассчитать по одновременным изменениям этих величин в океане и по экспериментально определенному соотношению этих величин и интенсивности фотосинтеза.

Немногочисленные измерения в плотных поселениях бентосных водорослей свидетельствуют о том, что они могут производить до 20 г органического вещества на 1 м² в сутки, что можно сравнить с лучшими урожаями сельскохозяйственных культур на суше.

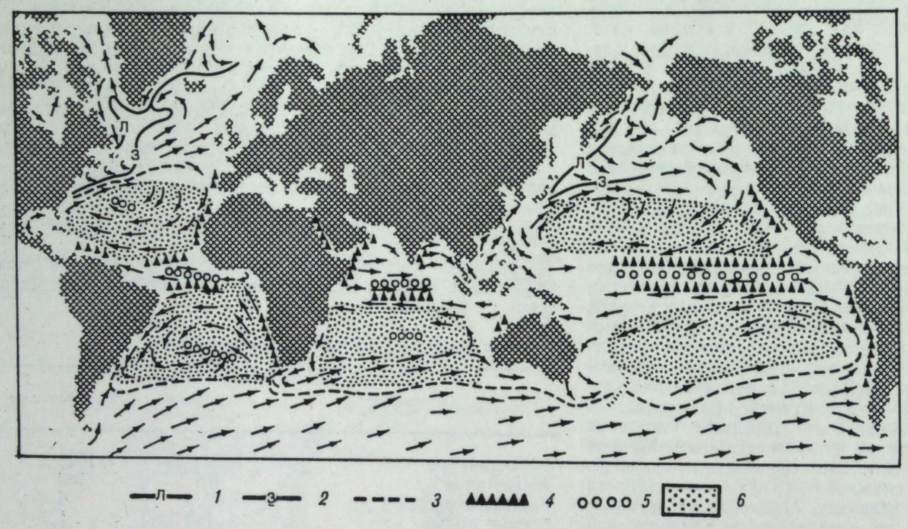
Продуктивность планктона очень редко достигает таких значений — обычно они не превышают 10 г·м⁻². Продуктивность мелких прибрежных вод, как правило, выше, чем открытых акваторий, и сезонные вариации продуктивности большинства морских районов достигают двух порядков величины.

Значение средней годовой продукции Мирового океана в целом еще точно не установлено; скорее всего оно составляет 100—300 г органического вещества на 1 м².

Джон Х. Райтер

Географическое распределение продуктивности. Строго говоря, вариации продуктивности связаны с изменением скорости включения углерода в органический цикл, т. е. скорости валового фотосинтеза. Пределы, в которых эти изменения происходят в океане, определяются количеством фотосинтезирующей ткани растений, температурой и доступной солнечной энергией. Чистая продуктивность есть скорость роста растений. Ее измерение имеет большое значение, поскольку при этом исключаются потери на дыхание и экскрецию растений, т. е. определяется чистая продукция пищи для планктонных животных. Изменения чистой продуктивности зависят от физиологических и океанологических факторов, влияющих на рост водорослей в море, для которых наличие питательных солей имеет первостепенное значение.

Поглощение света морской водой ограничивает рост водорослей верхним эвфотическим слоем, где они могут ассимилировать питательные вещества. Растения опускаются в более глубокие слои, где питательные вещества высвобождаются вследствие разложения органического вещества микроорганизмами и поступают обратно в море. Помимо переноса питательных веществ вниз, происходит процесс турбулентной диффузии, в результате которого питательные вещества выносятся из более обогащенных глубинных вод обратно к поверхности. Турбулентный перенос интенсивен при нейтральной стратификации вод и затруднен в условиях устойчивой стратификации. Основной перенос питательных веществ осуществляется течениями, и там, где наблюдаются поверхностные дивергенции, в результате апвеллинга холодные воды поднимаются к поверхности (см. рисунок). На рисунке северная часть Индийского океана и Южно-Китайское море представлены в период юго-западного муссона, во время северо-восточного муссона течения изменяют направление и зоны дивергенции сдвигаются. См. *Апвеллинг, Моря Юго-Восточной Азии.*



Карта мира (проекция Меркатора), на которой показаны поверхностные океанские течения, границы между областями высокой и низкой продуктивности и основные районы дивергенции и опускания вод.

Границы: *1* — полярные воды, лето; *2* — полярные воды, зима; *3* — воды умеренных широт.
Области: *4* — дивергенция и апвеллинг; *5* — конвергенция и опускание; *6* — субтропические и тропические области низкой продуктивности.

В умеренных и высоких широтах имеет место ярко выраженный сезонный цикл фитопланктона с понижением продуктивности зимой (вследствие интенсивного перемешивания водных масс и отсутствия света), с быстрой вспышкой роста водорослей весной и с уменьшением роста вследствие недостатка питательных веществ летом, когда водная масса стабилизируется. Осенью в этих широтах часто наблюдается вторичное цветение, которое происходит до тех пор, пока рост снова не будет ограничен нехваткой света.

В тропических и субтропических районах более устойчивая стратификация вод ограничивает снабжение эвфотической зоны питательными веществами и наблюдается низкая скорость образования чистой продукции. Исключение составляют области дивергенции — в основном у западных берегов континентов, реже в открытом океане в экваториальных районах, где апвеллинг глубинных богатых питательными веществами вод обеспечивает высокую продуктивность, как правило, в течение всего года.

Вопрос сравнительной продуктивности высоких и низких широт все еще не решен, так как продуктивность в полярных морях высока, но ограничена коротким промежутком времени. Возможно, тропики сравнимы с ними по годовой продуктивности, хотя скорости продукции там более низкие.

Некоторые оценки распространения высших животных можно получить на основании рыбопромысловой и китобойной статистики. Согласно имеющимся данным, это распространение удовлетворительно коррелирует с продуктивностью, однако эта корреляция нарушается пищевыми и репродуктивными потребностями соответствующих животных. Кроме того, в некоторых районах могут образовываться скопления высших животных, не являющихся объектом промысла.

Рональд И. Карри

Численность популяций и ее колебания. В умеренных водах рыба размножается, как правило, в определенных областях и в определенное время года. Личинки дрейфуют по течению от мест размножения до мест, где они растут, а взрослые особи мигрируют от мест нагула до мест нереста. Подростки уходят из районов роста, для того чтобы присоединиться к стадам взрослых рыб на местах нагула. Этот круг миграции основывается на путях дрейфа личинок, и популяция изолируется благодаря свойственному только ей времени икрометания. В связи с высокой смертностью личинок количество особей в популяции естественно регулируется, вероятно, во время дрейфа личинок.

Существуют три основных метода измерения численности популяций морских животных. Первый состоит в переписи, основанной на пробах, которые составляют известную долю либо от всей популяции, как в случае с сидячими видами (например, промысловыми моллюсками), либо от количества животных на отдельных возрастных стадиях (например, рыб, имеющих пелагическую икру, общее количество особей которых можно определить путем отлова икры мелкоячеистыми сетями, протянутыми вертикально через столб воды). Второй метод — меченье особей, при котором определенное число помеченных особей смешивается с популяцией, а отношение непомеченных и помеченных особей устанавливается впоследствии путем взятия проб. Третий метод применим к облавливаемым популяциям, когда известен общий годовой улов; промысловая смертность устанавливается по анализу возрастного состава популяции, т. е. определяется выловленная доля этой популяции. Наиболее широко распространены два последних метода.

Самые многочисленные измеренные популяции — это популяции пелагических рыб, особенно семейства сельдевых (*Clupeidae*) и близких к ним видов. Одним из таких видов является атлантическая сельдь (*Clupea harengus*), численность которой составляет около 1 млрд. половозрелых особей и которая распространена в Северо-Восточной Атлантике на акватории протяженностью в сотни миль. Численность популяций донных рыб изменяется медленно — на протяжении 50—75 лет. Однако популяции пелагических рыб, подобных атлантической сельди, могут быть подвержены очень резким колебаниям. Если рыбы размножаются в определенный сезон, на них могут влиять изменения климата, которые иногда вызывают ускорение или задержку продукционного цикла. Если цикл прогрессивно замедляется, то личинки рыб, вылупившиеся в определенный сезон, начинают испытывать недостаток в пище и популяция со временем уменьшается. Климатические изменения воздействуют на популяцию во время дрейфа личинок, когда сохраняется изоляция и численность популяции регулируется нормально.

Д. Х. Кашинг

Биологические виды и водные массы. Биогеографические районы океана связаны с распределением водных масс. Их физические и экологические особенности находятся в прямой зависимости от циркуляции и количества солнечной радиации, характерной для того или иного широтного пояса. Можно охарактеризовать каждый район с точки зрения распределения его температуры и солености, а также биологических видов, полностью или частично адаптированных к своему относительно однородному физико-химическому окружению.

Виды-космополиты. Распространение многих видов ограничено областями дивергенций, отделяющих основные водные массы. Распределение других видов связано с определенными системами течений. Виды-космополиты распространены в водных массах с различной термохалинной структурой. Их широкая видовая толерантность свидетельствует о приспособлении к изменяющимся типам вод. Ни один из типов распространения пелагических видов не изучен полностью с точки зрения их экологии.

Биотопы видов объединяются и поддерживаются системами течений: океанскими круговоротами, завихрениями или течением с соответствующим противотечением. Это препятствует вымиранию многих видов, которое могло бы произойти, если бы течение вынесло их в неподходящие для них условия. Положение границ распространения может изменяться в зависимости от сезонных или кратковременных колебаний температуры, доступности пищи, прозрачности воды или направления и интенсивности течения.

Виды фитопланктона распространяются в теплых водных массах в зависимости от температурной толерантности, хотя для роста некоторых видов необходимы биогенные микроэлементы (например, витамин B_{12}). Клетки фитопланктона размножаются неполовым путем и иногда выживают в неблагоприятных условиях в виде покоящихся спор. Новые популяции развиваются в результате локального изменения температуры и содержания питательных веществ в воде.

Организмы-индикаторы. Они позволяют различать типичное и нетипичное распространение вида. Происхождение нетипичной водной массы доказывается сопоставлением принесенных организмов с установленными центрами их распространения.

Наиболее изученными с точки зрения их географического распространения в океанах организмами зоопланктона являются ракообразные, например веслоногие рачки и эвфаузииды, а также щетинкочелюстные, многощетинковые черви, крылоногие моллюски, пелагические оболочники, фораминиферы и радиолярии. Из них эвфаузииды совершают наибольшие суточные вертикальные миграции — от 200 до 700 м. Вертикальная протяженность биотопов эвфаузиид соответствует толщине водных масс с определенными термохалинными характеристиками, и распространение многих видов согласуется с положением этих масс. В Тихом океане разные виды эвфаузиид (некоторые из них — эндемики определенных водных масс) населяют субарктические водные массы (например, *Thysanoessa longipes*), переходную зону — смешанные воды, лежащие между субарктической и центральной водными массами и между субарктической и экваториальной водными массами в Калифорнийском течении (*Nematoscelis difficilis*),— бесплодные центральные воды северной части Тихого океана (*Euphausia hemigibba*), центральные воды южной части Тихого океана (*F. gibba*), экваториальные воды Тихого океана (например, *E. diomediae*), южную переходную зону, аналогичную таковой северного полушария (например, *Nematoscelis megalops*), и циркумполярный субантарктический пояс, к югу от области субантарктической конвергенции (например, *E. lucens*).

Полагают, что эпилагические рыбы и другие хорошо плавающие позвоночные распространяются, следуя температурной толерантности вида и доступности пищи. Однако распространение некоторых батипелагических рыб, таких, как *Chauliodus*, возможно, связано с водными массами. См. *Морская вода.*

Эдвард Бринтон

Лит.: R. J. Beverton and S. J. Holt, On the dynamics of exploited fish population, *Fish Invest.* (London), vol. 19, 1957; R. J. Browning, *Fisheries of the North Pacific*, 1974; D. H. Cushing, Biological and hydrographic changes in British seas during the last thirty years, *Biol. Rev.*, 41: 221—258, 1966; A. W. Ebeling, *Melamphaidae*, I: Systematics and Zoogeography of the Species in the Bathypelagic Fish Genus Melampheas, Dana Rep., no. 58; 1962; F. E. Firth, Encyclopedia of Marine Resources, 1969; J. A. Gullond, Population Dynamics of the World Fisheries, 1972; H. W. Harwey, The Chemistry and Fertility of Sea Waters, 2d ed., 1957; M. N Hill (ed.), *The Sea*, vol. 2: *The Composition of Sea Water, Biological Species, Water-Masses and Currents*, 1963; J. E. G. Raymont, *Plankton and Productivity in the Oceans*, 1963; J. P. Riley and G. Skirrow, Chemical Oceanography, vol. 1, 1965; W. D. Russel-Hunter, Aquatic Productivity: *An Introduction to Some Basic Aspects of Biological Oceanography and Limnology*, 1970.

Поверхностные воды

Термин, обычно означающий речные воды. Иногда применяется в более широком смысле как антоним термина «подземные воды». В этом случае поверхностные воды включают воду озер, болот, ледников и водохранилищ, а также речную воду. Наконец, в самом широком смысле термин «поверхностные воды» распространяется на всю воду на поверхности Земли, т. е. и на воды океанов. Подземные воды включают воду в корнеобитаемой зоне почвы, а также грунтовую воду, текущую или накопленную в породах мантии Земли, и отличаются от поверхностных механикой движения, а также местонахождением.

Поверхностные и подземные воды соответствуют двум звеньям круговорота воды в природе. Двум другим основным звеньям грандиозного круговорота воды на Земле соответствуют Мировой океан и атмосферная влага. В каждый

момент в разных звеньях круговорота находится некоторое определенное количество воды. Так, в атмосфере находится $14 \cdot 10^{12}$ м³ воды, что значительно больше, чем в речных руслах ($0{,}3 \cdot 10^{12}$ м³). См. *Гидрология.*

Более полную картину перемещения воды в процессе круговорота можно нарисовать с учетом скорости ее возобновления. В некоторых звеньях, например в ледниках, вода задерживается на продолжительное время; в атмосфере же и в реках она непрерывно обновляется. Численной характеристикой времени возобновления воды может служить период ее пребывания в определенном звене гидрологического цикла, исчисляемый в годах, или, говоря более конкретно, отношение массы или объема воды в этом звене к средней скорости его переноса. Так, общее количество воды на Земле составляет примерно $1\,357\,000 \cdot 10^{12}$ м³. Средняя скорость перемещения воды в гидрологическом цикле равна примерно $390 \cdot 10^{12}$ м³. Таким образом, в среднем каждая частица воды проходит через круговорот один раз в 3000 лет. Некоторые же частицы могут участвовать в круговороте более одного раза или же проходить только часть пути, а некоторые могут вообще не участвовать в круговороте за этот период времени. В табл. 1 приведены оценки количеств воды в разных звеньях гидрологического цикла и продолжительность пребывания воды в них.

Таблица 1. Распределение мировых запасов воды *

Местонахождение	Объем воды, 10^6 км³	Процент от общего количества	Продолжительность возобновления, число лет
Мировой океан	1307,49	97,39	5000
Поверхностные воды суши			
ледники и полярные ледниковые покровы	2467	1,83	2000
пресноводные озера	0,123	0,009 3	100
соленые озера и внутриматериковые моря	0,084	0,006 3	50
русла рек (в среднем	0,0003	0,000 02	0,05
Всего	24,88		700 (в среднем)
Подземные воды суши			
корнеобитаемая зона почвы	0,012	0,000 94	0,25
подземные воды выше 750 м	4,56	0,339	5
подземные воды на глубине более 750 м	5,67	0,425	100
Всего	10,24		
Атмосферная влага	0,142	0,0011	0,03
Итого (округленные значения)	1342,75	100	3000

* Значения приблизительные. (*Прим. пер.*)

Можно отметить, что поверхностные воды суши составляют лишь незначительную часть всей воды и основная масса поверхностных вод находится в пресноводных озерах. Однако продолжительность пребывания воды в озерах является небольшой.[1] Это означает, что данная часть поверхностных вод, особенно вода в реках, быстро расходуется и восполняется. Именно поэтому поверхностные, а также неглубоко залегающие грунтовые воды можно рассматривать как возобновимые водные ресурсы. Этого нельзя сказать о воде в тех звеньях, в которых период обновления воды больше, чем время жизни одного поколения. См. *Лед, Подземные воды, Река.*

Формирование речного стока. Осадки, достигшие Земли, под действием процессов испарения и инфильтрации распределяются следующим образом. Часть их сразу же возвращается в атмосферу в результате испарения с влажной поверхности земли и растительности. Осадки, интенсивность выпадения которых меньше скорости инфильтрации, уходят в почву. Часть профильтровавшейся воды задерживается в почве и поддерживает жизнь растений, а часть пополняет грунтовые воды.

Из-за неровностей поверхности суши избыток осадков, который не может быть поглощен почвой, стекает по поверхности земли в направлении наибольшего уклона и скапливается в ручейках и небольших речках. Именно из этой части осадков, которая не может впитаться в почву, образуется основная часть воды, появляющейся в поверхностных водотоках при ливнях. В некоторых лесных районах с сильно пересеченным рельефом, а возможно, и в некоторых других ливневой сток в руслах рек состоит главным образом из воды, которая впиталась в поверхностный слой почвы, но быстро ушла через лесную подстилку в русла.

С другой стороны, в межень вся масса воды в руслах формируется за счет грунтовых вод, образовавшихся из осадков, которые впитались в почву во время ливней. Сток в поверхностных водотоках в бездождные периоды появляется за счет постепенного расходования воды, временно запасенной в грунте. Меженный сток в реках — это стекание воды из какого-либо подземного резервуара.

Хотя поверхностные и подземные воды можно и нужно отличать друг от друга, не следует забывать о том, что вода на земной поверхности и под ней физически связана через поры, трещины и расколы в горных породах и почвах. Во многих районах, особенно с влажным климатом, поверхностная вода в руслах рек представляет собой видимую часть резервуара, остальная часть которого расположена под землей. Водная поверхность реки — это видимое продолжение поверхности грунтовых вод.

Водный баланс. Речной сток — это перемещение воды в реках в естественных условиях. В среднем он составляет лишь малую часть воды, которая выпадает в виде осадков. Отношение среднего годового стока к среднему количеству осадков во влажных и полузасушливых районах США колеблется соответственно от 20—40 до 2—4 %. В среднем годовой баланс воды (мм) на территории США характеризуется следующими данными:

Среднее количество осадков	750
Речной сток в море	225
Эвапотранспирация с растений и почвы	525
Перенос атмосферной влаги с океанов на сушу	225

По условию баланса 750 мм воды, выпадающей в виде осадков, должно возвратиться в атмосферу. Из них 525 мм возвращается в атмосферу за счет эвапотранспирации с суши, а 225 мм — с поверхности океана. Таким образом, для того чтобы в атмосфере над территорией США достигался баланс, необходим перенос 225 мм воды в виде пара с океанов.

Средний сток. Как показывает карта среднего годового стока в США, этот элемент баланса характеризуется большой пространственной неравномерностью. Наибольшие значения стока приходятся на районы максимума осадков и минимума потерь. В горах на северо-западе страны, где годовое количество осадков достигает 3750 мм, речной сток в основном составляет свыше 1250 мм.

На большей части полузасушливых областей в штатах Нью-Мексико и Аризона, а также в отдельных районах Калифорнии и Невады годовой сток составляет всего несколько миллиметров при количестве осадков 100—200 мм. В горах в этих же районах количество осадков достигает 625—750 мм, а сток с отдельных площадей — 250 мм в год. На большей части территории США к западу от 100-го меридиана средний годовой сток составляет менее 75 мм.

Почти во всех реках расходы воды имеют выраженный годовой ход. Весна и начало лета — это периоды высоких расходов, формирующихся в результате снеготаяния и выпадения осадков при сравнительно низких потерях на эвапотранспирацию. В конце лета часто отмечаются минимальные расходы, что связано с редкими выпадениями осадков и максимальным использованием воды растительностью. Но в целом по стране внутригодовое распределение стока неодинаково, поскольку оно зависит от соотношения источников питания рек, сезонного распределения осадков и интенсивности снеготаяния.

Наблюдения за речным стоком в течение разных периодов в США проводятся примерно в 12 000 пунктах на отдельных ручьях и реках. Суточные расходы в большинстве этих пунктов публикуются Службой геологической съемки США (СГС) в серии *Water-Supply Papers* под заголовком *Surface Water Supply of the United States.* Данные приводятся в табличной форме для каждой станции и группируются по речным бассейнам.

Если река на какое-то время пересыхает или сток в ней недостаточен для удовлетворения всех нужд, путем возведения водохранилищ можно запасать воду в период высоких расходов, для того чтобы потреблять ее в меженные периоды. Для проектирования таких водохранилищ нужно знать возможную величину низких расходов, их продолжительность и повторяемость. Эту информацию можно получить, анализируя ряды наблюдений за стоком.

Экстремальные значения стока. В периоды крайне низких расходов сток можно определять с помощью кривых обеспеченности и других методов статистического анализа рядов значений низких расходов. Кривые обеспеченности, которые показывают время (в процентах), в течение которого расход в данной реке равен некоторому заданному значению или превышает его, уже давно используются для изучения энергозапасов рек. В настоящее время кривые, показывающие частоту и величину годовых минимумов, применяются в исследованиях при расчетах водоснабжения и охране речных вод от загрязнения. Построение таких кривых облегчается благодаря использованию ЭВМ. Уже проведено множество таких расчетов, но соответствующие материалы разбросаны по самым разным источникам. Сводки опубликованных данных по меженным расходам в некоторых реках США может предоставить СГС.

Гораздо больше систематизированной информации имеется по паводкам. Репрезентативные значения максимальных расходов на водосборах различного размера приведены в табл. 2. Такие данные периодически публикуются СГС под заголовком «Экстремумы» в виде таблиц расходов для отдельных гидрометрических станций в *Water-Supply Papers.* Вероятность паводков даже в неосвещенных наблюдениями пунктах можно определить по кривым, которые приводятся в публикациях СГС, посвященных анализу частоты и размеров паводков в отдельных штатах или районах.

Связь между стоком и площадью водосбора. Средняя водоотдача, или годовой сток, в однородном по природным условиям районе возрастает пропорционально размерам водосбора, но эта зависимость ничего не говорит о возможности возникновения паводков. Небольшие водосборы формируют более высокие максимумы расходов с единицы площади, чем крупные водосборы. Зависимость между расходом воды и площадью водосбора имеет вид

$$Q = aA^c, \qquad (1)$$

где Q — расход воды (м³·с⁻¹), A — площадь водосбора (км²), a и c — коэффициенты. Если Q — средний годовой расход за многолетний период, то для большинства бассейнов во влажных районах c равно примерно единице. Если Q — максимальный паводковый расход с некоторой заданной обеспеченностью или повторяемостью, скажем, один раз в 10 или 50 лет, то, согласно имеющимся наблюдениям, значение c для самых разнообразных водосборов находится в пределах 0,7—0,8.

Причины такого различия в значениях параметра c отчасти заключаются в следующем. С каждого квадратного километра однородного водосбора в течение многолетнего периода поступает в среднем одинаковое количество воды. Поэтому средний годовой сток с некоторого водосбора представляет собой сумму вкладов с каждой единичной площади. Максимальный же расход при паводках формируется за счет вкладов разных частей водосбора, находящихся на различных расстояниях от пункта наблюдений. Последнее означает, что максимумы стока из разных частей водосбора достигают пункта наблюдений неодновременно и паводочная волна распластывается. Это явление еще более усиливается под влиянием временной аккумуляции воды в руслах и поймах рек. По мере продвижения вниз по реке гребень паводочной волны повышается за счет вкладов боковых притоков, на которых максимумы стока также неодновременны, и поэтому нельзя считать, что максимальные расходы просто суммируются. Вследствие руслового регулирования максимальные паводочные расходы возрастают с увеличением площади водосбора, но не пропорционально, а в степени, меньшей единицы; максимальные расходы с единичной площади при увеличении площади водосбора уменьшаются.

Качество воды. Пригодность воды для использования обычно зависит от ее качества. Нередко высокое качество воды имеет бо́льшее значение, чем ее количество, особенно в промышленности. Характерной особенностью речных вод является почти непрерывное изменение химических и физических показателей качества. В озерах, особенно крупных, на протяжении всего года химическое качество воды остается сравнительно постоянным. Различия в качестве речных вод обусловлены следующими факторами: 1) характером почв и пород, по которым или сквозь которые протекает вода; 2) продолжительностью контакта воды с породами разного

Таблица 2. Характерные значения максимальных паводочных расходов воды

Река, пункт	Дата	Площадь водосбора, км²	Максимальный расход	
			м³·с⁻¹	м³·с⁻¹·км⁻²
Биг-Бранч, Уэйнсвилл (Северная Каролина)	30 августа 1940 г.	1,04	127	122
Биг-Крик, Уэйнсвилл (Северная Каролина)	30 августа 1940 г.	3,42	365	107
Лорел-Крик, выше Уайт-Пайна (Западная Виргиния)	Август 1943 г.	6,27	210	33,5
Камерон-Крик, Техачапи (Калифорния)	30 сентября 1932 г.	9,30	380	40,9
Безымянный ручей, Йорк (Небраска)	9 июля 1950 г.	17,95	650	36,2
Мейерс-Каньон, Митчелл (Орегон)	13 июля 1956 г.	32,9	1 540	46,8
Алазан-Крик, ниже Мартинс-Крик (Техас)	9 сентября 1921 г.	44,3	730	16,5
Салем-Крик, ниже Вудстауна (Нью-Джерси)	1 сентября 1940 г.	45,3	740	16,3
Морган-Крик, Чапел-Хилл (Северная Каролина)	4 августа 1924 г.	75,37	850	11,3
Пайн-Три-Каньон, 12 миль к северу от Мохаве (Калифорния)	12 августа 1931 г.	90,6	1 680	18,5
Эльхорн-Крик, Кейстаун (Западная Виргиния)	Июнь 1901 г.	114	1 700	14,9
р. Литл-Немахо, Сиракьюс (Небраска)	9 мая 1950 г.	565	6 370	11,3
р. Гуадалупе, Инграм (Техас)	1 июля 1932 г.	870	5 830	6,70
р. Нуэсес, Брактвилл (Техас)	14 июня 1935 г.	1 040	16 400	15,8
р. Нуэсес, Клайн (Техас)	14 июня 1935 г.	2 280	15 200	6,67
р. Эль, Скоша (Калифорния)	22 декабря 1955 г.	8 060	15 300	1,90
р. Девилис, Дель-Рио (Техас)	1 сентября 1932 г.	10 520	16 900	1,61
р. Неошо, Парсонс (Канзас)	14 июля 1951 г.	12 480	11 600	0,93
р. Литл-Ривер, Камерон (Техас)	10 сентября 1921 г.	18 130	18 300	1,01
р. Огайо, Севикли (Пенсильвания)	18 марта 1936 г.	50 500	16 250	0,32
р. Сусквеханна, Мариетта (Пенсильвания)	19 марта 1936 г.	67 080	22 300	0,33
р. Огайо, Метрополис (Иллинойс)	29 января 1937 г.	277 130	39 900	0,14
р. Колумбия, Те-Далс (Орегон)	1 февраля 1937 г.	525 770	52 350	0,10
	6 июня 1894 г.	613 830	35 100	0,057

[1] Это справедливо только в отношении сравнительно небольших озер. (*Прим. ред. пер.*)

типа; 3) качеством воды в притоках; 4) долей подземного стока в общем стоке; 5) сменой паводков и маловодий; 6) антропогенным загрязнением. На рис. 1 показана сезонная изменчивость количества растворенных веществ в двух крупных реках.

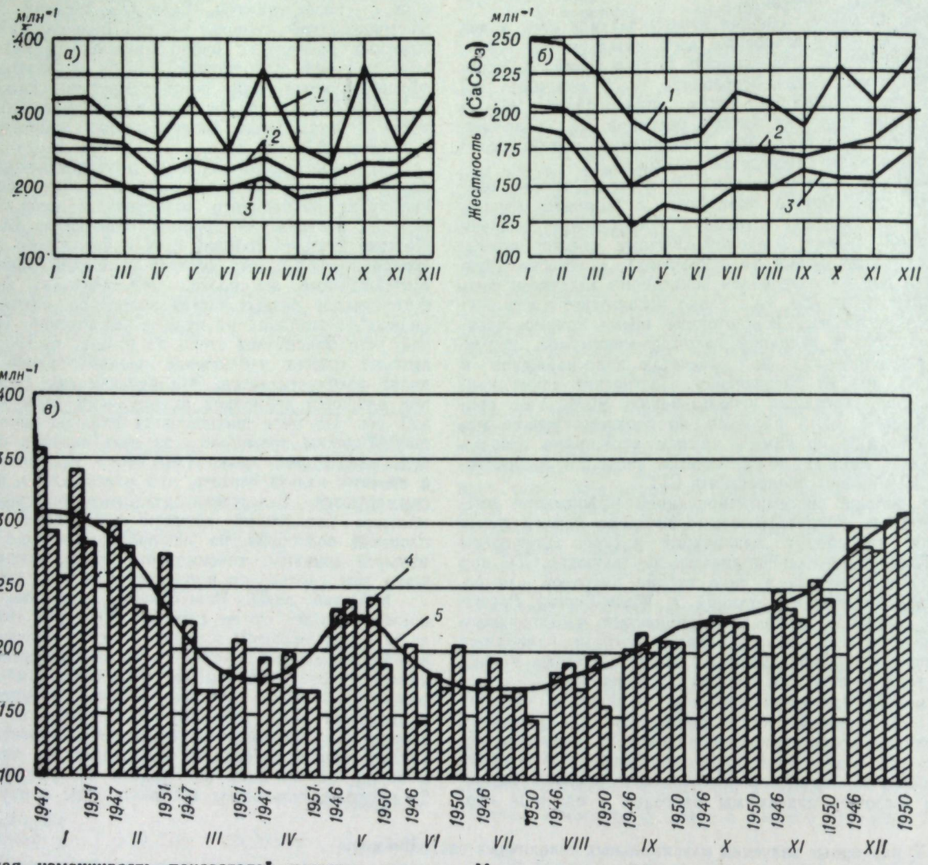


Рис. 1. Сезонная изменчивость показателей качества воды в р. Миссисипи возле Миннеаполиса (*а, б*) и р. Миссури возле Канзаса (*в*).

1 — максимум, *2* — среднее, *3* — минимум, *4* — среднее месячное значение из суточных определений, *5* — сезонный ход.

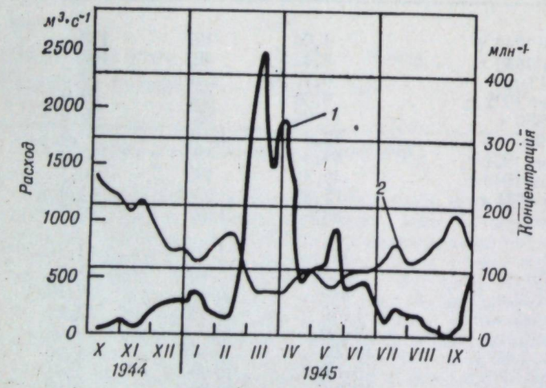


Рис. 2. Расход воды (*1*) и концентрация растворенных наносов (*2*) в р. Аллегейни (Пенсильвания).

На рис. 2 показано изменение содержания растворенных веществ в зависимости от расхода воды. С точки зрения обычных способов водопользования качество воды в реках, текущих в Атлантический и Тихий океаны и восточную часть Мексиканского залива, является хорошим или исключительно хорошим. Содержание растворенных веществ и жесткость, как правило, менее 100 млн$^{-1}$, а нередко менее 50 млн$^{-1}$. Это справедливо, однако, только в отношении рек в естественном состоянии без учета последствий загрязнения.

Реки, текущие во внутренних районах США в направлении на юго-запад, обычно отличаются высокой концентрацией растворенных веществ, причем некоторые из них сильно минерализованы, и поэтому при большинстве обычных способов водопользования их вода должна подвергаться интенсивной очистке. Так, например, в водах р. Миссури в Канзас-Сити обычно содержится 220—500 млн$^{-1}$ растворенных веществ, а жесткость достигает 190—300 млн$^{-1}$. На рис. 3 приведена обобщенная картина изменений качества поверхностных вод на территории США.

Температура речной воды изменяется на протяжении года: от минимума, т. е. температуры замерзания (0 °С), в зимнее время в северных широтах до максимума, примерно 32 °С, летом в южных широтах. Средняя месячная температура воды обычно близка к средней месячной температуре воздуха, за исключением районов, где сток образуется главным образом за счет таяния снега и льда или из подземных вод. Температура воды в реках, питающихся талыми водами, на некотором расстоянии от снеговых полей остается ниже температуры воздуха. Температура воды в реках, питающихся подземными водами, обычно более постоянна, а в летние месяцы часто оказывается ниже средней температуры воздуха.

На качество подземных вод влияют также наносы. Почти все реки во время паводков мутные, а некоторые несут огромные количества наносов, которые приходится удалять, прежде чем использовать воду в промышленности и для других целей. На востоке США количество взвешенного вещества в типичных реках редко превышает 0,3 % (3000 млн$^{-1}$) и в среднем обычно составляет несколько сотен частей на миллион. Во многих реках центральных и западных штатов концентрация наносов оказывается гораздо выше и достигает в некоторых реках 10 % и более.

Реки западных штатов сильно различаются по содержанию в них наносов — от сравнительно прозрачных горных рек до почти грязевых потоков в периодических водотоках засушливых районов. Концентрация наносов в р. Колорадо в районе Большого Каньона в среднем за 30 лет составила 0,6 % (6000 млн$^{-1}$).

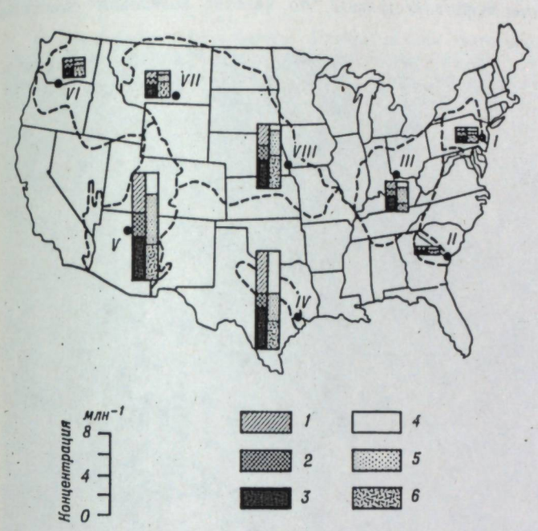


Рис. 3. Химический состав воды р. Делавэр в Трентоне, 1951 г. (*I*); р. Саванны в районе Клио, 1940 г. (*II*); р. Огайо в Цинциннати, 1951 г. (*III*); р. Бразос в Ричмонде, 1951 г. (*IV*); р. Колорадо в районе Большого Каньона, 1951 г. (*V*); р. Колумбия в районе Руфуса, 1951 г. (*VI*); р. Йеллоустон в Биллингсе, 1951 г. (*VII*); р. Миссури в Небраска-Сити, 1951 г. (*VIII*).

1 — натрий и калий, *2* — магний, *3* — кальций, *4* — хлорид и нитрат, *5* — сульфат, *6* — бикарбонат.

Данные о концентрациях растворенных и взвешенных наносов в реках США систематически публикуются СГС в *Water-Supply Papers*.

Характеристики речных русел. Ручьи и реки вырабатывают русла, по которым переносится вода и обломочные наносы, поставляемые бассейном в результате процесса разрушения земной поверхности. Некоторые характеристики русел удивительно универсальны независимо от местоположения речного бассейна, однако причины этого еще не совсем понятны.

В периоды низких расходов вода заполняет русло лишь частично. Обычно более половины дней в году русло наполнено только на $^1/_5$ глубины. Русло наполняется вровень с берегами в среднем лишь один раз в год. Хотя от одного участка реки к другому и от бассейна к бассейну картина может несколько меняться, можно сделать обобщение: русло создается рекой так, что переполняется один раз каждые 1—2 года. Это один из интереснейших и потенциально полезных выводов. Поскольку в паводок расход воды, по определению, превышает емкость русла, этот вывод еще раз свидетельствует о том, что наводнения являются естественной характеристикой рек.

Естественные русла приобретают не эллиптическую или полуокруглую форму, а примерно форму трапеции. Ширина водной поверхности вдоль русла при любой заданной обеспеченности расхода (высокого или низкого) обычно увеличивается пропорционально квадратному корню из расхода по мере того, как он возрастает вниз по течению за счет притоков. В излучинах форма поперечного сечения русла является асимметричной, причем наиболее глубокая часть находится вблизи от вогнутого берега.

Глубина увеличивается вниз по течению, но не столь быстро, как ширина. Отношение ширины к глубине возрастает вниз по течению пропорционально расходу примерно с показателем степени 0,1:

$$w/d \sim Q^{0,1}, \qquad (2)$$

где w и d средняя ширина и средняя глубина соответственно, а Q — расход заданной обеспеченности.

Уклон русла, или градиент, убывает вниз по течению обычно по экспоненциальному или логарифмическому закону. Вниз по течению уменьшается также размер обломков пород, из которых образовано дно. Несмотря на уменьшение уклона вниз по течению, средняя скорость воды вдоль русла или несколько возрастает, или остается примерно постоянной.

Луна Б. Леопольд

Лит.: V. T. Chow (ed.), *Advances in Hydroscience*, vol. 1, 1964, vol. 2, 1965, vol. 11, 1977; V. T. Chow (ed.) *Handbook of Applied Hydrology*, 1964; L. B. Leopold, *Water: A. Primer*, 1974; R. L. Nace, *Water Management, Agriculture, and Ground-Water Supplies*, Annu. Meet. AAAS, 1958; A. A. Sokolow et al., *Floodflow Computation*, UNESCO, 1977; UNESCO, *World Catalogue of Very Large Floods*, 1977.

Погода

Состояние атмосферы, характеризуемое совокупностью метеорологических величин и явлений в определенный момент времени в данном месте или над обширными областями Земли. Комплекс элементов погоды, включающий явления на всех высотах и связанный с определенной циркуляционной системой атмосферы, называется системой погоды. Обычно в число элементов погоды включают такие характеристики состояния атмосферы у поверхности Земли, которые оказывают существенное влияние на деятельность человека. Именно поэтому в понятие «погода» часто включают такие явления, как волнение на море, наводнения и т. п.

Характерные черты, присущие типичным системам погоды, можно показать на примере антициклона (области повышенного давления) и циклона (области пониженного давления). В области антициклона, охватывающего территорию, площадь которой составляет тысячи квадратных километров, в северном полушарии вращение воздуха происходит по часовой стрелке вокруг центра высокого давления. Для антициклонов характерна малооблачная погода и слабые ветры, температура воздуха может изменяться в широких пределах в зависимости от сезона и времени суток. В циклоне в северном полушарии вращение воздуха происходит против часовой стрелки вокруг центра низкого давления. Для циклонов характерны сплошная низкая облачность, продолжительные дожди (снег) и сильные ветры.

Элементом погоды является любая индивидуальная характеристика физического состояния атмосферы. В любом заданном месте в любой момент времени можно проводить наблюдения по крайней мере за семью такими характеристиками: облачностью, осадками, температурой и влажностью воздуха, ветром, атмосферным давлением и ветром.

Кроме того, ведутся также наблюдения за некоторыми оптическими и электрическими явлениями, происходящими в атмосфере, такими, как молнии, полярные сияния, солнечная и лунная короны, гало и др.

См. *Атмосфера, Ветер, Воздушная масса, Метеорология, Метеорологическая станция, Облака, Общая циркуляция атмосферы, Осадки, Фронт, Шторм.*

Филип Ф. Клэп

Лит.: L. J. Battan, *Weather*, 1974; H. Dickson, *Climate and Weather*, 1976; S. Petterssen, *Weather Analysis and Forecasting*, Vol. 2, 2d ed., 1956; G. Sutton, *The Weather*, 1975.

Подводная фотосъемка

Использование фотографического оборудования под водой. Фотография используется так же успешно для регистрации наблюдений под водой, как и на суше. При подводной фотосъемке применяются все способы фотографирования: отдельные снимки, кинофильмы, стереоизображения, теневые фотоснимки, замедленная киносъемка и т. д.

Подводная фотосъемка на малых глубинах. При подводной фотосъемке на малых глубинах, обычно называемой ручной подводной фотосъемкой, фотограф, используя какой-либо тип снаряжения для подводных погружений, опускается под воду и непосредственно снимает интересующие его объекты (рис. 1 и 2). Этот способ подводной фотосъемки не

имел технического или научного значения, пока не появились автономные аппараты для подводного дыхания, или скубы. См. *Подводные погружения.*

Качество подводных фотоснимков зависит от многих факторов, в том числе от освещенности, прозрачности воды, дифференцированного поглощения света с различной длиной волны, характеристик пленки и конструкции подводного кожуха для фотоаппарата. Подводник-фотограф никогда не должен рассчитывать на то, что получит четкие снимки на расстоянии более 50 м. В большинстве случаев качество съемки зависит от естественной освещенности. В качестве дополнительных источников света часто применяют импульс-



Рис. 1. Наблюдатель, ведущий съемку дна с помощью подводной кинокамеры.

Фотография сделана на глубине 36 м на высокочувствительной пленке Tri-X. Выдержка 1/100 с, диафрагма 4,0.



Рис. 2. Регулятор давления, снятый с помощью ручного подводного фотоаппарата «Ролли-марин».

ные лампы и электронные световые приборы. Однако, если необходимо сохранить правильное соотношение цветов при съемке с искусственными источниками света или в условиях естественного освещения на глубинах более нескольких метров, нельзя забывать о дифференцированном поглощении света водой. Красный и другой «теплый» свет поглощается гораздо интенсивнее, чем более «холодный». Глубже всего под воду проникает синий свет. Инфракрасное и ультрафиолетовое излучение быстро ослабляется при прохождении через воду и под водой является гораздо менее эффективным источником света, чем в воздухе (рис. 3). Применение фильтров даже в тех случаях, когда это желательно, может принести больше вреда, чем пользы, что объясняется обычно низким уровнем освещенности и отсутствием в спектре подводного излучения некоторых волн.

Основной лимитирующий фактор — прозрачность воды. Она зависит от количества морских организмов и концентрации минеральных взвесей в воде и потому весьма изменчива. Вопреки бытующему мнению, ее нельзя улучшить с помощью искусственного освещения. Мелкие частицы, присутствующие в воде, рассеивают излучение, и поэтому применение дополнительных источников света в мутной воде приводит к ухудшению качества снимков.

Вода наиболее прозрачна вдали от материков, в глубинах океана и в районах, куда поступает мало наносов (например, на участке скалистых и засушливых побережий). Максимальная дальность видимости в чистых океанских водах составляет примерно 100 м. Иногда эти прозрачные воды поднимаются к окраинам континентов, и в прибрежных районах происходит временное улучшение видимости. Однако в большинстве случаев дальность видимости под водой составляет менее 30 м. Средняя дальность видимости у берегов Южной Калифорнии составляет примерно 5 м. О связи между цветом и прозрачностью воды см. *Морская вода.*

Из-за малых расстояний, на которых обычно приходится фотографировать под водой, необходимо использовать очень широкоугольные объективы. Такие объективы необходимы также вследствие того, что объекты съемки под водой увеличиваются (примерно на 25 %) из-за различия между показателем преломления воды и воздуха в подводном кожухе фотоаппарата. Устранить это явление позволяют объективы

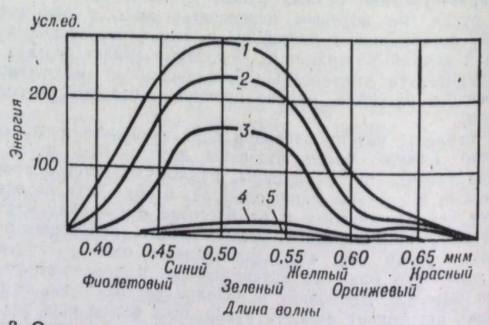


Рис. 3. Относительный спектральный состав излучения на глубине 10 м в воде различной прозрачности. (*Из H. U. Sverdrup et al., The Oceans, Prentice-Hall, 1942*)

Спектры энергии: *1* — чистая океанская вода; *2* — прозрачная океанская; *3* — средняя океанская; *4* — средняя прибрежная; *5* — мутная прибрежная морская.

специальной конструкции.

Созданное к настоящему времени оборудование позволяет вести подводную фотосъемку почти на любых глубинах. Однако оператор может оставаться под водой без ущерба для здоровья лишь ограниченное время. Как правило, опытный и соответственно обученный подводник может погружаться на глубину до 50 м, но при этом он может оставаться на ней сравнительно непродолжительное время, за которое следует найти объект съемки, установить в случае необходимости осветительное оборудование и произвести фотосъемку. Однако фотосъемка велась и на большей глубине. Так, французские и американские подводники произвели съемку затонувшего лайнера «Андреа Дориа» на глубине 77 м, которая является почти предельной для ручной подводной съемки.

Роберт Ф. Дилл

Глубоководная фотосъемка. Глубоководная фотосъемка предъявляет определенные требования к конструкции и использованию фотоаппаратов и осветительного оборудования.

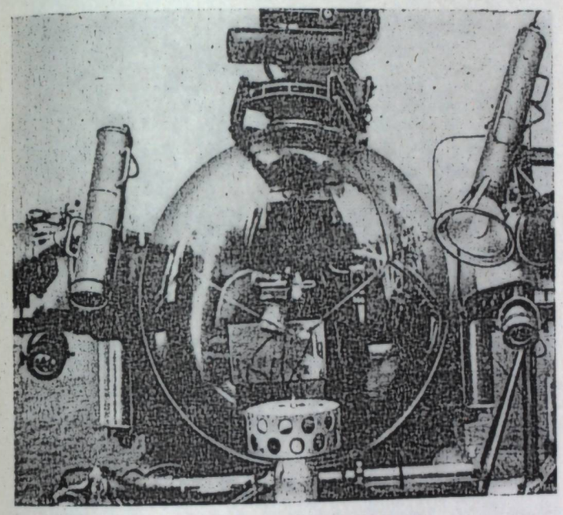


Рис. 4. Фотокамера «Бентос-Эджертон» (слева) и осветительная лампа (справа), установленные на аппарате для подводных погружений. (С любезного разрешения *Harbor Branch*)

Два наблюдателя, находящиеся в пластмассовой сфере, могут привести камеру в действие в нужный момент.

1. Необходимы специальные водонепроницаемые корпуса для камеры и источника света, способные выдержать давление воды. Через каждые 10 м давление увеличивается примерно на 1 атм. На самых больших глубинах (около 12 000 м) кожух должен выдерживать давление 120 МПа. Такое же давление должны выдерживать объективы и уплотнители на электрооборудовании.

2. Необходимо искусственное освещение, особенно для глубоководной съемки, так как дневной свет быстро поглощается с глубиной и не проникает даже на глубину в несколько сотен метров.

3. Желательно, чтобы фотоаппарат имел корректирующие линзы для компенсации оптических искажений, возникающих при использовании обычных объективов на поверхности раздела смотровое окно — вода. Тем не менее используются подводные аппараты с объективами, предназначенными для съемки в воздухе, хотя при этом утрачивается часть информации.

4. Для того чтобы получить желаемый фотоснимок, какую необходимо соответствующим образом установить и меру привести в действие. Фотоаппараты приводят в действие с помощью гидроакустических устройств или управляют ими из аппаратов для глубоководных погружений (рис. 4). При фотографировании дна управление фотокамерой часто осуществляют с помощью переключателей, «чувствующих» дно.

Кожухи для фотоаппаратов и осветительных ламп. Наиболее широко используют кожухи цилиндрической формы, поскольку они прочнее коробчатых и их можно изготовить из труб или цилиндрических оболочек промышленного образца. Для этих целей особенно удобна труба с внутренним диаметром 10 см, так как в нее входит стандартная катушка с 35-мм пленкой длиной 31 м, на которой помещается 800 снимков. Пленки фирмы «Кронар» на тонкой основе позволяют сделать большее число фотоснимков. Имеются большие камеры, в которые входят 122 м пленки, что позволяет за одно погружение сделать 3200 фотоснимков. Это немаловажное обстоятельство при фотографическом обследовании дна, так как на подъем и погружение фотооборудования в море уходит очень много времени.



Рис. 5. 16-мм фотокамера для покадровой съемки (внизу), используемая для изучения осадконакопления, и осветительная лампа (вверху) подготовлены подводником для установки на дне.

Поплавок удерживает оборудование на плаву, пока подводник выбирает место для его установки.

Источники света. При глубоководном фотографировании, как правило, используют электронные импульсные лампы (ксеноновые лампы), так как они эффективны и их надолго хватает. Небольшой аккумулятор позволяет отснять катушку 35-мм пленки (800 снимков). Если фотоаппарат и лампу расположить близко к объекту, так чтобы из-за селективного поглощения не нарушался цветовой баланс, цветовая температура вспышки ксенона позволит получить цветные снимки в дневном свете.

Установка фотокамеры. Одна из самых сложных проблем подводной фотосъемки — установка фотокамеры и приведение ее в действие. Имеется несколько типов фотоаппаратов для съемки дна океана: 1) аппараты, включающие вспышку, когда подвешенный к ним груз касается дна; 2) свободно всплывающие фотокамеры, которые опускаются ко дну, делают один снимок и затем, сбросив груз, поднимаются к поверхности; 3) фотоаппараты, которые делают большое количество снимков через регулярные промежутки времени (рис. 5), например каждые 10 с, но должны устанавливаться с помощью гидролокатора или других способов ориентирования; 4) фотокамеры, которые устанавливаются на аппаратах для глубоководных погружений и управляются вручную оператором, сидящим в аппарате; 5) фотокамеры, устанавливаемые на телекамерах, которые могут передавать изображения на поверхность, где наблюдатель выбирает подходящий момент для съемки, используя телевизионный экран как дистанционный видоискатель; большое значение имеет использование маневренного судна (например, такого, как «АЛКОА-Сипроб»), способного погружать фотокамеру, осветительную лампу и телевизионный аппарат на буровой трубе.

Для дистанционного управления глубоководной камерой с поверхности, при котором нет надобности в электрокабелях, лучше всего использовать устанавливаемый на фотокамере активный гидроакустический передатчик (излучатель) (рис. 6) с короткой длительностью импульса и точной синхронизацией. В этом случае оператор, управляющий работой фотокамеры,

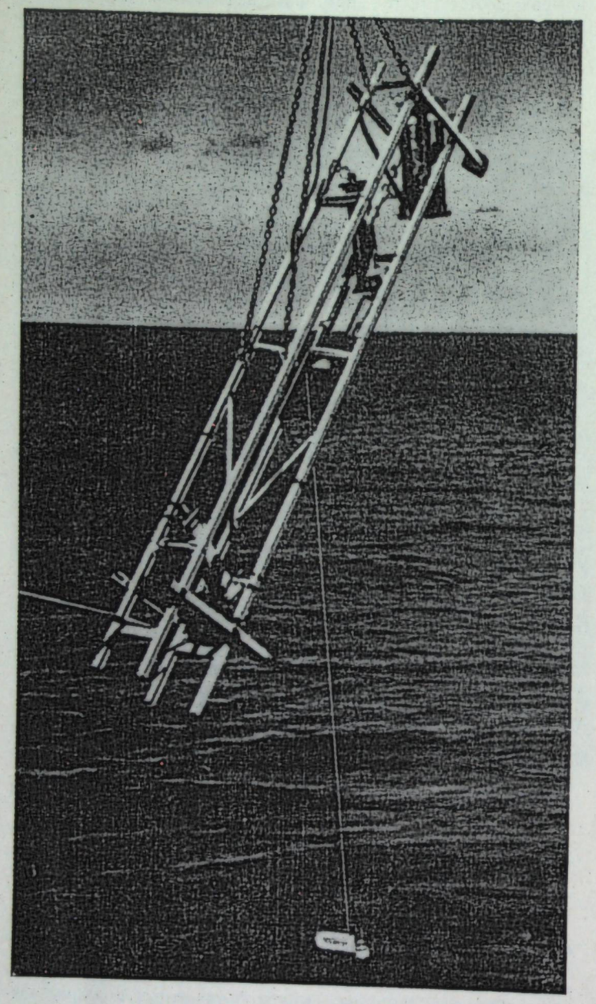


Рис. 6. Стереокамера, предназначенная для использования на максимальной глубине.

В нижней части рамы смонтирована электронная лампа-вспышка. В поле зрения стереокамеры находится компас со стабилизатором, устанавливающимся по течению. Высоту камеры над дном океана дает гидролокатор.

наблюдает временную индикацию импульсов от активного гидролокатора. Сначала он видит «прямой» сигнал от локатора, посланный в направлении дна, а затем отраженный сигнал. Расстояние между камерой и дном океана пропорционально промежутку времени между этими двумя импульсами и может быть вычислено по скорости распространения звука в воде (примерно 1500 м·с$^{-1}$).

Гидролокаторы в сочетании с фотоаппаратами стали широко использоваться также для наблюдения за грунтовыми трубками, драгами и другими подвешиваемыми на тросах устройствами.

Многие фотокамеры имеют указатель входных данных, который фотографируется на пленку в момент ее экспозиции. В большинстве современных глубоководных фотокамер применяются цифровые указатели. Шестнадцать цифр на фотоснимке (рис. 7) дают информацию о времени (часы, минуты и секунды), когда сделан снимок, ориентации снимка по компасу, а также о расстоянии от фотокамеры до объекта съемки. Расстояние от камеры до объекта вводится от гидролокатора, смонтированного на камере. Зная это расстояние, можно вычислить поле обзора для каждого снимка и определить размер изображенных на снимке объектов. Поскольку входные данные нанесены на пленку, исключается возможность ошибок.

Использование стальных тросов для опускания фотокамер на большие глубины имеет ряд недостатков. Во-первых, масса троса слишком велика; во-вторых, лебедчик не может точно определить момент касания камерой дна, поскольку трос слишком тяжелый; в-третьих, если камера легла на дно, на тросе могут образоваться калышки и при натягивании троса или его прохождении через блок может произойти обрыв. Так, из-за обрыва троса было потеряно много фотокамер и другого океанографического оборудования.



Рис. 7. Глубоководный фотоснимок с цифровыми исходными данными. *(С любезного разрешения Robert Ballard, Woods Hole Oceanographic Institution)*

Нейлоновый трос имеет некоторые преимущества по сравнению со стальным, поскольку он почти ничего не весит в воде и лебедчик может точно определить момент касания дна. Однако из-за эластичности троса возникают другие проблемы. После выборки нейлонового троса его необходимо сначала высушить, а затем уже сматывать на барабан лебедки. Сейчас большие надежды возлагаются на другие материалы, такие, как кельвар, обладающие необходимой прочностью и эластичностью.

При погружении на большие глубины в подводных аппаратах наблюдатель с помощью фотокамеры может «запомнить» и зарегистрировать все увиденное, а затем объяснить это. Интересные примеры подобных снимков приведены на рис. 8 и 9.

Принято считать, что телевизионная связь между дном и поверхностью может заменить подводную фотосъемку, поскольку картина видна сразу и телевизионное изображение можно сфотографировать на поверхности или записать на магнитную ленту. Однако качество телевизионного фотоснимка или магнитофонной записи будет хуже, чем фотографии, сделанной с помощью погруженной камеры. Это объясняется как несовершенством телевизионного способа связи, так и низкой разрешающей способностью телевизионных изображений. Телекамеру лучше всего использовать в качестве дистанционного видоискателя, позволяющего оператору делать фотоснимок в нужный момент. Для подводной телевизионной связи необходимы несущие кабели с электропроводами и специальные лебедки с терминалами для проводов, а это значительно усложняет применение подводных телекамер. См. *Подводное телевидение.*

Замедленная фотосъемка с помощью кинокамер — важный метод исследования отложений наносов, образующихся под воздействием приливов, течений и штормов. Ускоренная же фотосъемка является незаменимым средством при изучении различных биологических процессов, недоступных для наблюдения обычными методами.

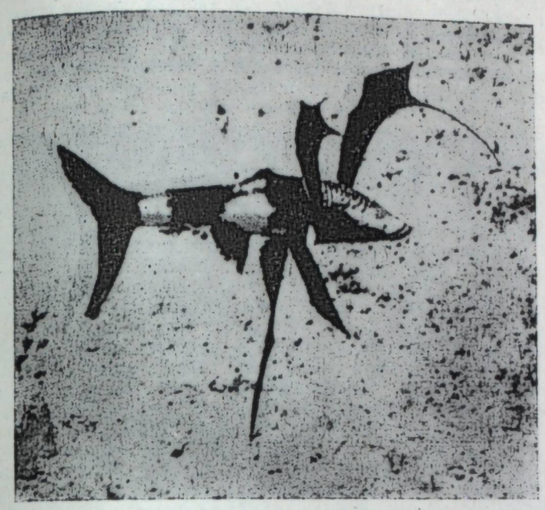


Рис. 8. Необычного вида батиптероидная рыба, сфотографированная с помощью вольфрамовой вспышки с подводного аппарата «Дипстар» фирмы «Вестингхауз» на глубине 1220 м в Мексиканском заливе. *(Фото R. Church)*

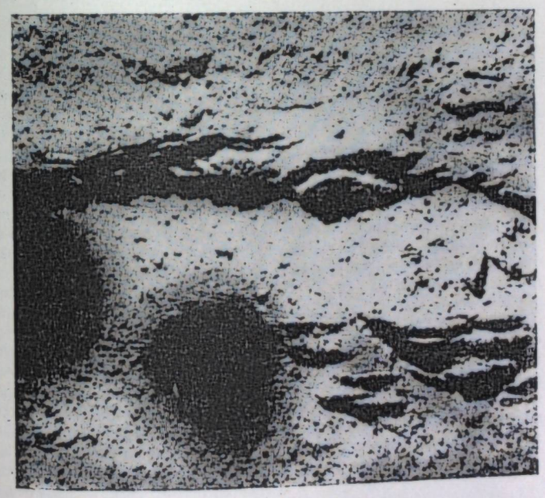


Рис. 9. Фотоснимок, сделанный в августе 1956 г. во впадине Романш (0°10′ ю. ш., 18°21′ з. д.) на глубине 7625 м. *(National Geographic Magazine, March 1958)*

Камера опускалась на нейлоновом кабеле с палубы «Калипсо».

Харольд Е. Эджертон, Самюэль О. Раймонд

Лит.: H. E. Edgerton, *Electronic Flash Strobe*, 1979; H. E. Edgerton and L. D. Hoadley, Cameras and lights for underwater use, *J. Soc. Motion Pict. Telev. Eng.*, 64: 345—350, 1955; J. B. Hersey (ed.), *Deep Sea Photography*, 1968; B. Kendall, *Photographs Underwater*, 1976; D. Rebikoff and P. Cherney, *Underwater Photography*, 2d ed., 1975; E. M. Thorndike, Deep-sea cameras of the Lamont Observatory, *Deep-Sea Res.*, 5: 234—237, 1959.

Подводное телевидение

Качество подводного телевизионного изображения зависит от прозрачности воды, характера освещения и чувствительности передающей телевизионной трубки. При использовании цветных телекамер на глубине для получения цветного изображения необходим белый искусственный свет. Монохроматические камеры можно использовать с источником света, соответствующим по цвету максимальной чувствительности трубки. Например, красный свет пригоден для трубки с силиконовым диодом, зеленый — для трубки RCA4804 с силиконовым усилителем мишени (СУМ). При естественном подводном освещении хорошо использовать чувствительную к зеленому свету трубку СУМ. Она имеет хорошие динамические характеристики в широком диапазоне уровней освещенности. Трубка СУМ чувствительна к низким уровням освещенности, так что размазывание изображений движущихся объектов оказывается совершенно незначительным, она обеспечивает хорошую четкость и усиливает контрастность изображения слабоконтрастных подводных объектов.

Телевизионная аппаратура для подводных наблюдений малогабаритна, надежна и пригодна для специальных исследований. Чувствительные передающие трубки можно защитить от действия случайной сильной засветки, изготовив подводные кожухи, пригодные для любой глубины, и передавая сигналы с помощью подходящей схемы по кабелям любой длины. Главное преимущество подводного телевидения по сравнению с обычной фотосъемкой состоит в том, что исследователь, оставаясь на поверхности, может вести постоянные наблюдения за объектом в реальном времени. Наблюдения можно производить и записывать в течение длительного времени на видеомагнитофоны либо в реальном времени, либо методом покадровой выборки. На экран видеомагнитофона можно вводить дополнительную информацию в виде цифровых данных или изображения циферблата часов, а также прочую информацию в форме звукозаписей. Автономно плавающие подводники могут работать с телевизионными камерами почти так же, как с кинокамерой. За счет искажений и разрешающей способности, качество изображения, которое обеспечивают портативные телекамеры, пока хуже допускаемого стандартами для 16-мм пленки. Однако телекамеры дают хорошее изображение при значительно меньших уровнях освещенности. Телевидение можно использовать как средство контроля при съемке подводными фотокамерами со вспышкой. Существуют портативные системы, позволяющие применять телевизионную регистрирующую аппаратуру и камеры в труднодоступных местах и на небольших судах. Как и при создании кинофильма, можно использовать различные приемы — замедленную съемку, покадровую выборку и редактирование. Наблюдение прерывистого движения можно улучшить, если использовать телекамеру с синхронным импульсным источником света или механическим вращающимся прерывателем, приводимым в действие синхронизированным мотором.

Подводное телевидение находит все новых и новых потребителей. Ихтиологи и специалисты по рыбному промыслу с его помощью изучают поведение рыб в естественной среде обитания, наблюдают за работой орудий лова, исследуют взаимодействие рыбы и орудий лова. Нефтяники с помощью подводного телевидения обследуют нефтепроводы, устья скважин и буровые платформы, производят съемку морского дна. Разнообразное применение телекамерам нашли подводники. В условиях повышенной опасности можно прибегнуть к дистанционному управлению телевизионной аппаратурой. Уже существуют и продолжают совершенствоваться и разрабатываться для специальных целей различные дистанционно управляемые носители подводных телекамер. По мере усовершенствования телевизионная аппаратура находит все более широкое применение.

Роберт Пристли

Лит.: R. E. Craig and R. Priestley, Undersea photography in marine research, *Mar. Res.*, vol. 1, 1963; C. C. Hemmings, Underwater photography in fisheries research, *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, vol. 34, no. 3, 1972; *Oceanic Abstracts*, vols. 9—13, 1972—1976; C. L. Strickland, Underwater television, its development and future, *Underwater J.*, 5(6): 244—249, 1973; A. J. Woolgar and C. J. Bennet, Silicon diode tubes and targets, *Roy. Television Soc. J.*, vol. 13, no. 3, 1970.

Подводные горы и гайоты

Подводная гора — изолированная подводная вершина, поднимающаяся над дном океана на 900 м и более. В Тихом океане насчитывается по меньшей мере 10 000 таких гор, которые встречаются либо в виде подводных вулканических пиков на хребтах, либо в виде отдельных вершин.

Плосковершинные подводные горы называют гайотами или столовыми горами. Они встречаются на дне всех океанов, но особенно распространены в Тихом океане. В образцах

пород, собранных драгой на нескольких гайотах, содержатся коралловые рифы и округлые обломки вулканических пород. Это свидетельствует о том, что плоские вершины некогда достигали поверхности океана, хотя сейчас они находятся на глубине 300—2100 м. Таким образом, гайоты — это древние острова, которые были разрушены эрозией до уровня моря. См. *Океанские острова.*

Погружение гайотов, атоллов и подводных гор, хотя и установлено, но причина этого не совсем ясна. В числе возможных причин называют локальное, региональное или общее опускание морского дна, колебания уровня моря и необычное увеличение объема океана после образования этих объектов. Хотя погружение гайотов, атоллов и подводных гор может быть обусловлено совокупностью этих причин, однако наиболее важное значение, видимо, имеет подъем и опускание обширных участков морского дна в ходе эволюции океанических поднятий. Таким путем могли образоваться, например, гайоты в центральной части Тихого океана и в заливе Аляска. Некоторые районы и подводные горы находятся в пределах или поблизости от тектонически неустойчивых регионов, и, по-видимому, их погружение произошло в результате крупномасштабного складкообразования. См. *Атолл, Изменения уровня моря, Морская геология, Риф.*

Эдвин Л. Гамильтон, Генри У. Менард

Лит.: H. W. Menard, *Marine Geology of the Pacific*, 1964; F. P. Shepard, *Geological Oceanography*, 1977; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 3d ed., 1973.

Подводные океанографические аппараты

Небольшие исследовательские суда для доставки под воду людей и оборудования, которые, кроме того, используются в качестве подводных площадок для наблюдений, взятия проб, измерений и выполнения различного рода работ. Их также называют погружаемыми или подводными аппаратами.

В подводных исследованиях небольшие управляемые аппараты были применены в 50-х гг. Первые аппараты использовались для общей рекогносцировки, наблюдений и фотографирования. Запасы энергии, возможности контроля, навигации и систем жизнеобеспечения ограничивали сроки погружения всего до нескольких часов. Имеющиеся в то время материалы и средства обеспечения плавучести, а также экономические ограничения определили максимальную рабочую глубину до 300 м. Несмотря на это, малые подводные аппараты возбудили чрезвычайный интерес к их практическому использованию. В 60-е годы крупнейшие корпорации США, предвидя широкую поддержку океанографических исследований правительством, начали сооружать усовершенствованные исследовательские погружаемые аппараты. Немного позже сильный толчок развитию практичных и экономичных подводных лодок дала возникшая подводная нефтяная индустрия. Новые материалы и конструктивные решения позволили создать многоцелевые подводные лодки, способные, кроме того, выполнять специальные задания с помощью дополнительного оборудования.

В мире насчитывается около 100 работающих подводных управляемых аппаратов. Около 30 из них принадлежат США. Наибольшее число таких аппаратов сконцентрировано в районах прибрежных нефтяных промыслов, главным образом в Северном море. Их основной задачей является осмотр трубопроводов и кабелей, их укладка, а также подъем затонувших судов, сбор кораллов, геологические, рыбопромысловые, биологические исследования и изучение окружающей среды.

Проблемы конструирования. Подводные аппараты находят все более широкое применение по мере того, как опыт подтверждает их полезность, а системы проектируются в соответствии с требованиями заказчика. Основное направление в конструировании — это создание полностью автономных систем, в которые кроме погружаемого аппарата входили бы судно-носитель, лебедка для спуска и подъема аппарата на борт и средства жизнеобеспечения и эксплуатации. Цель состоит в достижении эффективного использования аппарата при разнообразных погодных условиях. Основной трудностью для судов, работающих при сильном волнении, является спуск и подъем аппаратов. В оборудование для глубоководных исследований потребуется включить точные навигационные и управляющие системы. Для более быстрого проведения сложных «ручных» работ управляемым и автоматическим системам понадобятся манипуляторы с повышенной подвижностью. При проведении осмотров и исследований наиболее эффективны те из разрабатываемых ныне аппаратов, которые снабжаются большими панорамными окнами из плексигласа для увеличения поля зрения.

Размеры и грузоподъемность погружаемого аппарата в значительной степени определяются отношением массы конструкции к массе воды равного объема. Это отношение зависит от нескольких факторов, среди которых одним из наиболее важных является отношение сопротивления сжатию к плотности материала внешнего корпуса. Чаще всего в аппаратах используется сталь, предел текучести которой равен 689 500 000 $Н \cdot м^{-2}$. Использование этого материала позволило вдвое увеличить отношение сопротивления к плотности по сравнению с тем, что было достигнуто в 50-е гг. Результаты новых исследований позволяют еще раз удвоить это отношение.

Плавучесть корпуса. Для достижения нейтральной плавучести в погруженном состоянии большинству малых погружаемых аппаратов нужна бóльшая плавучесть, чем та, которая обеспечивается внешним (защищающим от давления) корпусом. С этой целью могут быть использованы легкие материалы, включая полиэтилен, полипропилен, пенопласты, неорганические и синтактические пены. Пенопласты и неорганические пены имеют низкую прочность и хорошо пропускают воду. Среди прочих нежелательных свойств легкие пластики имеют ограниченную плавучесть. Синтактические пены, состоящие из чрезвычайно малых полых стеклянных, керамических или твердых пластиковых сфер, погруженных в пластическую цементирующую среду, эффективно использовались на больших глубинах. Пригодными являются синтактические пены с плотностью 570—700 $кг \cdot м^{-3}$ (плотность морской воды — 1020 $кг \cdot м^{-3}$), которые выдерживают давление при погружении на глубину более 3000 м и впитывают менее 1 % воды. Их стоимость на единицу силы плавучести высока, но невелика в сравнении со стоимостью внешнего корпуса из титана или стоимостью прочной оболочки из стали повышенной прочности.

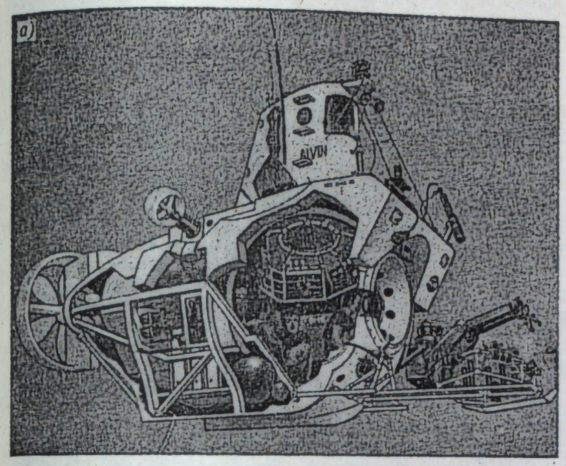
Источники энергии. Наиболее широко распространенным источником энергии продолжает оставаться батарея, используемая в подводных лодках с начала нынешнего века. Это накладывает серьезные ограничения на малые подводные аппараты из-за их сравнительно большого отношения массы к мощности. Характеристики этой батареи хорошо известны. Она относительно недорога, прочна, надежна, может быть быстро перезаряжена и дает от каждого элемента высокое напряжение. Обычно эти батареи устанавливаются снаружи в цилиндрических кожухах, либо залитых маслом, либо сухих. Для обеспечения быстрого доступа при ремонте или замене существует тенденция использовать сухие батареи, заключенные в цилиндрические кожухи. Внешнее расположение батарей позволяет использовать их также в качестве сбрасываемого балласта для получения дополнительной плавучести при аварийном всплытии. Серебряно-цинковые или серебряно-кадмиевые батареи вырабатывают в три-пять раз больше энергии на единицу массы, чем свинцово-кислотные, и используются в тех случаях, когда цель оправдывает дополнительные расходы. Более дорогостоящие источники энергии (например, ядерные реакторы) целесообразно использовать при погружениях длительностью свыше 50 ч. Большинство аппаратов имеет максимальную скорость в пределах 3—5 узлов (1,5—2,6 $м \cdot с^{-1}$) и требует для своего перемещения небольших энергетических затрат. При увеличении скорости вдвое количество потребляемой энергии увеличивается по меньшей мере в восемь раз.

Аппаратура. Эти приборы необходимы малым погружаемым аппаратам для определения местоположения, связи с другими судами, контроля при проведении работ и регистрации измерений. Типичной аппаратурой являются радиотелефон, подводный телефон, наружное освещение, магнитофон, кинокамера (установленная внутри корпуса для съемки через иллюминаторы), гирокомпас, эхолот и манометр-глубиномер.

Системы жизнеобеспечения. Все подводные аппараты снабжаются системами жизнеобеспечения, в функции которых входит: подача дыхательной смеси, удаление двуокиси углерода, удаление водорода, окиси углерода и токсинов, фильтрация и очистка воздуха, слежение за состоянием воздуха и аварийное обеспечение дыхания. Большинство систем на малых подводных аппаратах сравнительно просты и осуществляют удаление двуокиси углерода и подачу кислорода. Внутри аппарата воздух пропускается последовательно через абсорбирующую систему, состоящую из активированного угля для удаления запахов и из гидроокиси лития для удаления CO_2, для того, чтобы его концентрация не превышала 0,1 %. Давление внутри корпуса, измеряемое барометром-анероидом и чувствительным альтиметром, при удалении CO_2 слегка падает. После удаления CO_2 в воздух добавляется кислород для сохранения давления на уровне 1013 гПа. Содержание O_2 и CO_2 постоянно измеряется приборами.

«Алвин». Начиная с 1965 г. наиболее известным подводным аппаратом является, пожалуй, «Алвин» (см. рисунок), работающий до сих пор и значительно усовершенствованный. К началу 1976 г. он совершил более 600 погружений и использовался в первую очередь при геологических и биологических глубоководных исследованиях. В 1974 г. он участвовал во Франко-американской программе подводных исследований в Центральной Атлантике FAMOUS (French-American Mid-Atlantic Ocean Undersea Study) вместе с двумя хорошо известными подводными аппаратами из Франции «Архимедом» и «Цианой». Эти аппараты оказались эффективными при отборе проб и проведении наблюдений локальных свойств глубокого океана в районе Срединно-Атлантического хребта с целью подтверждения теории перемещения континентов.

«Алвин» оснащен большим количеством разных приборов, среди которых имеются навигационный гидролокатор,



Подводный аппарат *«Алвин».*

а — частичный разрез; *б* — схема аварийного подъема, при котором пассажирская капсула и рубка отделяются и всплывают на поверхность. (*С разрешения National Geographic Society*)

подводный телефон, радиоустановки, подводные прожекторы, 35-мм камеры и лампы-вспышки, система подводного телевидения и механический манипулятор, способный поднять до 23 кг донных образцов. На поверхность собранные образцы доставляются в сетках и на стеллажах. И внутри, и снаружи аппарата имеются приспособления для установки специальных устройств и приборов. Питание таких устройств осуществляется постоянным током с напряжением 30 и 60 В и переменным током с частотой 60 Гц и напряжением 115 В. Нормальная длительность погружения зависит от скорости разрядки аккумуляторов и составляет 6—8 ч. Система жизнеобеспечения рассчитана на поддержание жизнедеятельности трех человек в течение 72 ч. Максимальная рабочая глубина — 3600 м. В нормальных условиях экипаж состоит из одного или двух ученых-наблюдателей.

«Алвин» обычно сопровождается плавучей базой «Лулу» и в промежутках между погружениями находится на его борту. «Лулу» — это катамаран, имеющий мастерскую и средства для ремонта. В штате судна имеется шесть научных сотрудников. Обычное плавание «Алвин»/«Лулу» продолжается 10—14 дней.

Прецизионная навигационная система позволяет во время погружений точно определять местоположение подводного аппарата в любое время суток. Кроме этой системы, «Алвин» располагает и другим специальным оборудованием, таким, как пробоотборник для скальных пород, магнитометр, прецизионные датчики температуры и устройства для накопления информации.

Подводные аппараты зарекомендовали себя как важный инструмент во многих коммерческих предприятиях и научных исследованиях. Их число растет, а область применения непрерывно расширяется. См. *Океанографические суда.*

Д. К. Бомарьяж, Дж. Р. Ваду

Лит.: R. D. Ballard, Project FAMOUS, Dive into the Great Rift, *Nat. Geogr.*, May 1975; R. F. Busby, *Manned Submersibles*, Office of the Oceanographer of the U. S. Navy, Spec. Pub. 102, 1976; J. R. Heirtzler, Project FAMOUS, Where the Earth turns inside out, *Nat. Geogr.*, May 1975; M. C. Link, *Windows in the Sea*, 1973; E. H. Shenton, *Diving for Science: The Story of the Deep Submersible*, 1972; R. L. Trillo (ed.), *Jane's Ocean Technology 1974-75*, 1976; National Ocean Policy Committee Print, *Soviet Ocean Activities: A Preliminary Survey*, pt. 4: *Soviet Undersea Research Activities*, Apr. 30, 1975; U. S. Government Printing Office, *Safety and Operational Guidelines for Undersea Vehicles*, bk. 1 and 2, 1974; J. R. Vadus, *International Status and Utilization of Undersea Vehicles*, National Oceanic and Atmospheric Administration, presented at Inter-Ocean 1976, Dusseldorf, June 1976.

Подводные погружения

Для исследования морских глубин ученые используют любые доступные способы: ныряние в масках, плавание с аквалангами, возведение подводных убежищ, погружения в жестких скафандрах. При нырянии в маске и ластах без применения дыхательных аппаратов продолжительность подводных наблюдений ограничена 1—2 мин, в течение которых исследователь еще может задерживать дыхание. Использование автономных устройств для дыхания под водой — скуба и «жесткого» водолазного снаряжения, обеспечивающих подачу дыхательной смеси, позволяет значительно увеличить продолжительность и глубину подводных наблюдений. При таких способах погружения ограничения возникают только со стороны физиологии человека и его реакций на давление и состав дыхательной смеси. В случае насыщенных погружений продолжительность пребывания под водой на глубинах около 30 м практически не ограничена. См. *Физиология подводных погружений.*

История погружений на сжатом воздухе с целью проведения подводных исследований, подъема затонувших судов и строительства подводных сооружений насчитывает свыше двух с половиной веков. Однако из-за незнания физиологии подводных погружений на первом этапе исследований подводники подвергались смертельной опасности, часто становились калеками или погибали. Об одном таком случае сообщает надпись на мемориальной доске, установленной при входе в Старый Королевский порт на о. Ямайка: «Лукас Барретт, 1837—1862 — Погиб при подводных исследованиях в районе Королевского порта 19 декабря 1862 г. в возрасте 25 лет — Геологическое общество Ямайки».

Введение в практику эффективных учебно-тренировочных программ для подготовки подводников, расширение зна-

ний в области физиологии и повышение надежности снаряжения — все это позволило значительно уменьшить степень риска при подводных погружениях. В наше время подводные погружения превратились в эффективный и безопасный способ морских исследований. Научные исследования с помощью подводных погружений проводились и в период до 1940 г., но особенно широкое развитие они получили после 1950 г., когда появились недорогие промышленные образцы автономных дыхательных аппаратов типа акваланга Кусто.

Во всех современных методах подводных погружений дыхательная газовая смесь поступает в легкие подводника и под-

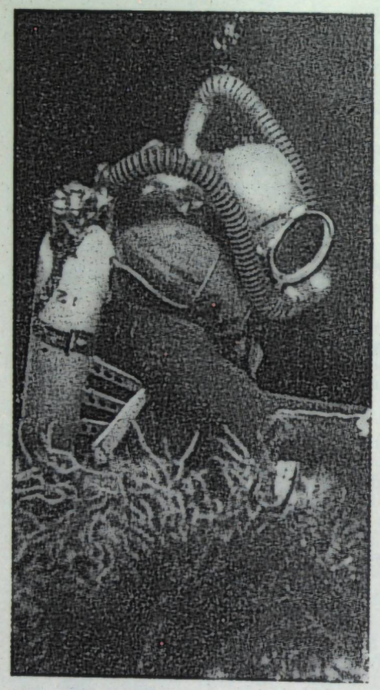


Рис. 1. Подводник на глубине 90 м перед обрывом Скриппсовского подводного каньона. *(Фото U. S. Navy, Naval Electronics Laboratory Center)*

На спине у подводника укреплен аппарат, подающий дыхательную газовую смесь. Виден дыхательный мешок, гидрокостюм и лицевая маска.

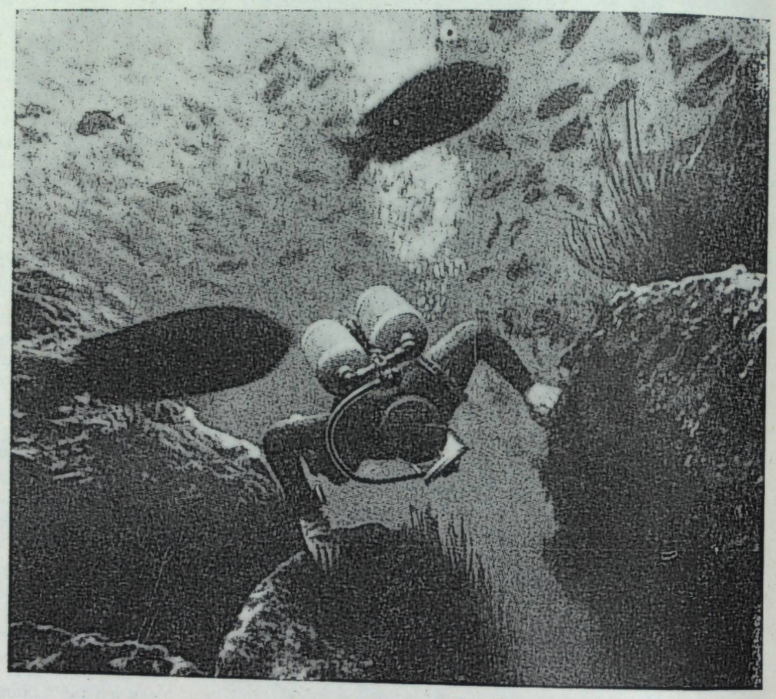


Рис. 2. Подводное исследовательское погружение в акваланге на сжатом воздухе *(Фото U. S. Navy, Naval Electronics Laboratory Center)*

лости тела при том же давлении, какое создает столб вышерасположенной воды. В результате внешние и внутренние органы подводника испытывают одинаковое давление и он не ощущает давления вышерасположенного столба воды, на какой бы глубине он ни находился. Способ подачи дыхательной смеси и продолжительность погружения зависят от типа снаряжения. Можно выделить два таких основных типа. В случае свободных погружений (с акваланго́м) подводник несет запас сжатого газа на себе, а при привязных погружениях (в скафандре) газ подается через шланг с поверхности.

Погружения с акваланго́м. Акваланги широко применяются обученными специалистами для прямых наблюдений при морских исследованиях и подводных технических работах. Это снаряжение сконструировано так, что при вдохе дыхательная газовая смесь подается через автоматический регулятор с таким же давлением, как и давление, оказываемое на подводника столбом воды над ним. Дыхательная смесь находится в цилиндрах высокого давления (при исходном давлении 14—21 МПа), укрепляемых за спиной. Поскольку аквалангист не зависит от средств обеспечения на поверхности, он имеет гораздо большую маневренность и свободу действий, чем водолаз в скафандре.

Можно выделить три типа автономных дыхательных аппаратов: с замкнутым, полузамкнутым и открытым циклами. В аппаратах первых двух типов используется чистый кислород или различные смеси из кислорода, гелия и азота, а выдыхаемый газ задерживается и пропускается для очистки через респираторную коробку, в которой находится поглотитель углекислого газа. Из коробки газ возвращается в дыхательный мешок за спиной подводника (рис. 1). Во время вдоха в этот мешок с помощью различных автоматических устройств из баллонов высокого давления подается дополнительное количество газа. Аппараты этих типов значительно эффективнее систем открытого типа, в которых неиспользованный кислород, остающийся в выдыхаемом газе, теряется, так как выпускается прямо в воду. Однако аппараты замкнутого и полузамкнутого типов имеют более сложную конструкцию и опасны в обращении в случае неисправности или при неумелом использовании. В большинстве систем открытого цикла используется сжатый воздух — недорогой и доступный газ. Хотя дыхательные аппараты открытого цикла не так экономичны, большинство исследователей и инженеров, ведущих подводные работы, предпочитает их аппаратам других типов, так как они безопасны в обращении, сравнительно недороги и ими легче научиться пользоваться.

Свободные погружения в акваланга́х (рис. 2), работающих на сжатом воздухе, широко применяются в современных научных и технических морских исследованиях в самых различных условиях, в том числе в Арктике. Глубина 50 м является предельной глубиной погружения подводника, выполняющего наблюдения, которые требуют сохранения ясного мышления и быстрой реакции. Такое ограничение глубины погружений при дыхании сжатым воздухом связано не с оборудованием, а с тем, что в химических процессах, протекающих в организме, при дыхании газом (воздухом) в условиях высокого давления происходят сложные временные сдвиги. При этом азот проникает в организм в большем количестве и достигает более высоких концентраций, причем при повышенном давлении его растворимость возрастает. При увеличении концентрации азота в организме он начинает оказывать наркотическое действие — реакция подводника притупляется, внимание рассеивается.

При погружении на сжатом воздухе в прозрачной теплой воде практический предел глубины составляет примерно 80 м. Помимо наркотического действия дыхательного газа при высоких давлениях, необходимо учитывать и то обстоятельство, что до возвращения на поверхность необходимо вывести избыток азота из организма (пройти декомпрессию). Слишком быстрый подъем приводит к тому, что избыточный азот, насыщающий клетки тела и кровь, достигает «точки кипения». В тканях образуются мелкие пузырьки газа, вызывающие кессонную болезнь — один из тяжелейших недугов, поражающих подводников. Поэтому при подводных погружениях с акваланго́м следует неукоснительно соблюдать приводимые в специальных таблицах указания о допустимой скорости подъема и времени пребывания на различных глубинах. Использование гелия вместо азота в смеси с кислородом уменьшает опасность глубинного опьянения, но возможность практического применения этого метода пока сильно ограничена, что объясняется высокой стоимостью и сложностью изготовления соответствующего подводного снаряжения и дыхательных смесей.

Изобретение акваланга позволило ученым проникнуть в морские глубины и вплотную приступить к их изучению. Свободные погружения широко применяются для картирования геологических формаций в прибрежной зоне, биологических исследований, при подводных технических работах и производстве детальных океанологических измерений в толще воды. НУОА опубликовано прекрасное руководство для подводников, охватывающее все аспекты научных подводных исследований. См. *Подводная фотосъемка.*

Насыщенные погружения. Метод насыщенных погружений позволяет находиться под водой в течение длительного времени (1—2 недели). Уже само название метода говорит о том, что на некоторой данной глубине тело полностью насыщается дыхательным газом, после чего продолжительность декомпрессии, необходимой для возвращения на поверхность, остается постоянной независимо от продолжительности пребывания под водой. Этот метод позволяет подводникам жить на дне, проводить подробные измерения и наблюдения и работать, не опасаясь неблагоприятных последствий. При насыщенных погружениях необходима более продолжительная декомпрессия, которую проводят в специально сконструированных камерах с целью снижения концентрации дыхательного газа в организме подводника. Это неудобство вполне окупается увеличением продолжительности пребывания под водой. При погружениях на глубину более 60 м продолжительность декомпрессии составляет от нескольких суток до недель и увеличивается в зависимости от глубины пребывания. Но по сравнению с погружениями с акваланго́м насыщенные погружения оказываются гораздо более эффективными, позволяя проделать примерно за одно и то же время в три раза большую работу. Кроме того, благодаря постепенному привыканию морских животных к подводникам открываются прекрасные возможности для наблюдения за повеДением рыб и других живых существ в естественных условиях. Несмотря на все достоинства насыщенных погружений, большая продолжительность декомпрессии и ограниченное число подводных лабораторий, оборудованных всеми необходимыми средствами жизнеобеспечения, представляют собой два основных фактора, которые не позволяют сделать данный метод исследований доступным для каждого ученого и инженера. Насыщенные погружения использовались главным образом для обслуживания буровых установок в прибрежной зоне моря, для технического ухода и ремонта плотин и для научных исследований в рамках таких субсидируемых федеральным правительством программ, как «Гидролэб», «Текгайт» и «Силэб». Низкая температура воды и отсутствие света на больших глубинах, сильные течения у дна, а также громоздкость и высокая стоимость оборудования определяют предельную глубину погружений, составляющую в настоящее время 195 м. Такой сравнительно недорогой эксперимент, как «Гидролэб» в районе Фрипорта на Багамских островах, обходится дешевле, чем эксплуатация большинства океанографических надводных исследовательских судов. Хотя насыщенные погружения представляют собой исключительно эффективный метод решения многих задач в области океанографии и подводной техники, соответствующие разработки получают лишь ограниченную поддержку со стороны финансовых органов федерального правительства. См. *Подводные океанографические аппараты.*

Роберт Ф. Дилл

Подводный звук

Генерация, распространение и прием звуков в океане составляют важный раздел современной акустики. Так как звуковые волны поглощаются океаном не столь интенсивно, как свет и другие виды электромагнитного излучения, акустика находит широкое применение при исследовании океана. Акустические методы, например, пригодны для обнаружения подводных лодок и других погружаемых объектов и поэтому интенсивно развиваются военными специалистами. Океанографы и геофизики используют звуковые волны для определения физической структуры океана и его дна, а морские биологи — для изучения жизни в океане. Используют подводный звук и в практических целях: при сейсморазведке месторождений нефти и газа на дне океана, для обнаружения рыбных скоплений, для навигации, ориентирования и связи. См. *Гидролокатор, Морская вода.*

Искусственные источники звука. Для получения информации об океане необходимо уметь генерировать звук заданной длительности, частоты, интенсивности и направленности. Источники звука называются звуковыми излучателями. В большинстве излучателей используется или магнитострикционный, или пьезоэлектрический эффекты, при которых электрическая энергия преобразуется в акустическую. Широко применяются пьезоэлектрическая керамика, титанат бария и цирконат титанат свинца, так как этим материалам легко придать любую форму. Однако такой тип излучателя не единственный. Например, в качестве источника звука океанографы часто используют взрыв. Кроме того, применяется разряд, гидравлический поток, механический удар, пневматические и прочие эффекты. Низкочастотные излучатели большой мощности могут иметь размеры 1—2 м и массу несколько тонн. Для достижения высокой направленности несколько таких устройств монтируется в виде решетки. Улучшить направленность миниатюрных монопольных источников на низких частотах можно, используя так называемую параметрическую решетку. В этой конструкции источник излучает два высокочастотных акустических пучка почти одинаковой частоты, которые коаксиально совмещены. Нелинейное взаимодействие в среде в области смешения пучков образует основную разностную частоту (плюс дополнительные частоты, вызванные нелинейностью), которая составляет излучение эквивалентного источника высокой направленности на разностной частоте. (Подобный принцип используется для достижения направленности на низкой частоте миниатюрных уединенных приемников.)

Максимальная акустическая мощность, которую можно создать в воде, обычно лимитируется собственно средой, а не физическим оборудованием. Когда акустическое давление достигает определенного уровня, называемого порогом кавитации, отрицательная полуволна давления, образно говоря, разрывает жидкость, возникают полости, которые препятствуют образованию и прохождению звука. Начало возникновения кавитации может быть задержано повышением частоты, уменьшением длительности импульса или повышением гидростатического давления (увеличивающегося с глубиной).

Шум судов. Тела, движущиеся в воде, являются источником подводного звука, имеющим большое значение для военно-морского флота и технических служб. Хотя только очень малая часть полной энергии судна излучается в виде звука, ее, однако, вполне достаточно для того, чтобы присутствие судна было обнаружено подслушивающим устройством, даже несмотря на то, что звуковое поле вблизи средства обнаружения (собственный шум) снижает возможности судового гидролокатора. Источником как излученного, так и собственного шума являются главный и вспомогательные двигатели, винты, гидродинамические эффекты. Машинный шум имеет спектр, состоящий в основном из ряда дискретных составляющих (отдельные частоты), которые связаны с различными характеристиками двигателя (частота вращения и тому подобное). Снижение уровня шума двигателей и улучшение виброизоляции двигателей от корпуса помогает уменьшить этот эффект. Шум винта в основном вызывается кавитацией, которая происходит при образовании пузырьков на засасывающей стороне лопасти. Схлопывание пузырьков дает сплошной спектр (широкополосный шум), который может практически полностью составлять высокочастотную часть судового шума. Гидродинамический шум происходит от неупорядоченных флуктуаций потока воды за судном. Флуктуации давления излучают звук непосредственно, но, что более важно, они возбуждают вибрации частей корпуса, которые затем дают вклад в излученный шум.

Излученный шум состоит преимущественно из машинного шума и шума винта. Относительный вклад зависит от частоты, скорости и глубины. Низкочастотная часть спектра в основном состоит из машинного шума, а высокочастотная — из шума винта. Гидродинамические эффекты становятся существенным источником собственных шумов при высоких частотах и скоростях.

Рассеянный шум. Когда фоновый шум не имеет точно идентифицируемого источника, он относится к рассеянному шуму моря. Такой шум вызывается морскими организмами, сейсмическими возмущениями, отдаленной навигацией, волновыми процессами, разрушением льда, дождем на поверхности и т. д. Рассеянный шум исследован в диапазоне частот от 0,1 Гц до 100 кГц и более. Обнаружено, что шум, производимый поверхностным волнением и эпизодическими землетрясениями, составляет рассеянный шум преимущественно на частотах примерно ниже 10 Гц, движение удаленных судов вносит важный вклад в диапазон между 1 Гц и несколькими сотнями герц; считается, что кавитация, вызванная ветром, оказывает основное влияние между 30 Гц и 50 кГц. Тепловые шумы молекул ограничивают возможности приборов примерно выше 50 кГц.

Важным источником рассеянного шума являются морские животные. Распространенное мнение, что глубины безмолвны, не соответствует истине: ворчание, рычание, визг, чирикание, свист и тому подобное нарушают тишину и смущают гидроакустиков. Звучащими существами, например, являются щелкающие креветки. Эти маленькие ракообразные щелкают своими лапками, и, если они действуют совместно, производимые ими «пощелкивания» существенно мешают работе гидролокаторов. Издают звук также и некоторые рыбы. Морской черт, например, сокращая мышцы, прикрепленные к плавательному пузырю, производит шум, напоминающий ворчание. Большой интерес представляют звуки, создаваемые морскими млекопитающими, такими, как киты, дельфины и морские свиньи. Издаваемые ими сигналы помогают им находить пищу и общаться друг с другом. Морская свинья, в частности, имеет удивительно совершенную гидроакустическую систему.

Скорость звука. Скорость звука в океане изменяется примерно от 1448 до 1554 м·с$^{-1}$ (почти на 3 % выше, чем в пресной воде) и зависит от давления, температуры и солености. Скорость звука в океане для «стандартных» условий при давлении 1 атм (101,325 кПа), температуре 0 °С и солености 35 ‰ составляет 1449 м·с$^{-1}$. Разные методы определения скорости звука дают результаты, различающиеся до 0,1 %. Наиболее высокая точность необходима для определения траектории звука и для тарировки инструментов, предназначенных для определения расстояния по времени прохождения сигнала (например, эхолота). См. *Эхолот.*

Связь между скоростью звука и параметрами, ее определяющими, очень сложна, и для нее существует ряд эмпирических и теоретических формул (см. таблицу).

Зависимость скорости звука от температуры, солености и глубины (давления)

Параметр	Коэффициент[1]
Температура, °С	$\Delta c/\Delta T = 2{,}7$ м · с$^{-1}$ · °С$^{-1}$
Соленость, ‰	$\Delta c/\Delta S = 1{,}2$ м · с$^{-1}$ · (‰)$^{-1}$
Глубина, м	$\Delta c/\Delta D = 0{,}017$ с$^{-1}$

[1] c — скорость звука, м·с$^{-1}$.

В натурных условиях скорость звука обычно определяется батитермографом, который измеряет температуру воды как функцию глубины. Скорость можно вычислить по соответствующему уравнению для давления, температуры и независимо определенной солености. Недавно появился прибор, измеряющий непосредственно скорость звука во время натурных экспериментов. Один из промышленных образцов этого прибора показан на рис. 1. Прибор состоит из электроакустической системы, в которой акустический импульс посылается по пути фиксированной длины к приемнику, который мгновенно запускает акустический импульс и т. д. Информация о скорости звука, определяемой по количеству импульсов в единицу времени, передается на судно по кабелю. Этот прибор является одним из последних достижений техники подводного зондирования.

Поглощение звука. Звук поглощается в морской воде во время необратимого выделения тепла, которое происходит при сжатии и разрежении, сопровождающем звуковую волну. В некотором диапазоне частот поглощение в морской воде больше, чем в пресной, из-за периодических процессов изменения степени диссоциации ионов сульфата магния, $MgSO_4$.

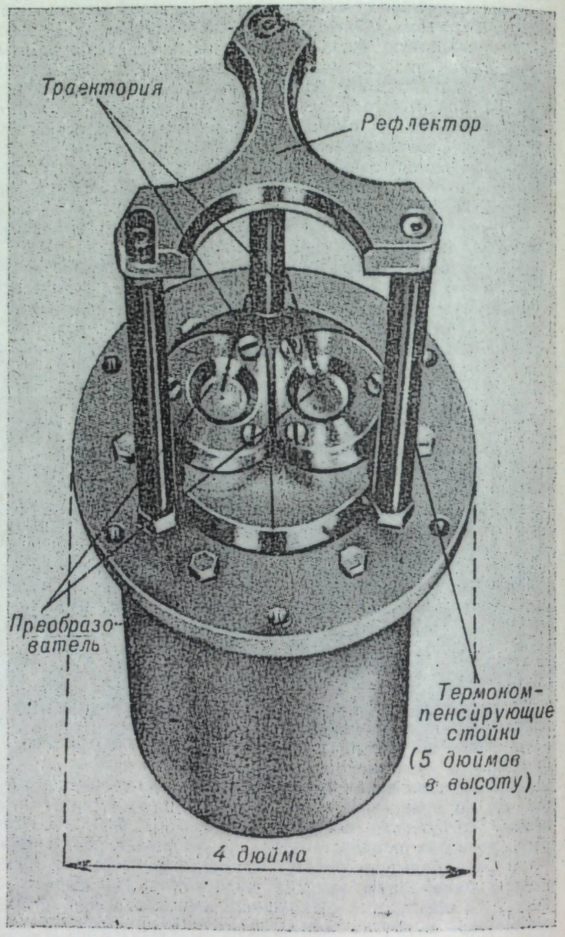


Рис. 1. Типичный промышленный образец прибора, измеряющего скорость звука, без защитного кожуха. *(NUS Corp.)*

Хотя содержание $MgSO_4$ составляет 4,7 % по массе от общего содержания растворенных солей в морской воде, оно является самой важной причиной дополнительного поглощения в звуковом диапазоне частот. Исследования показали, что в диапазоне около 1 кГц существует низкочастотная релаксация, которая связывается с присутствием в морской воде небольшого количества борной кислоты. Вклад сульфата магния и борной кислоты в поглощение показан на рис. 2, на котором приведен коэффициент поглощения плоской волны как функция частоты. Поглощение сложным образом зависит от температуры и давления.

Ослабление звука. Кроме поглощения, происходит ослабление интенсивности сигнала, вызываемое распространением волны. Уединенный ненаправленный источник в однородной безграничной среде излучает энергию равномерно во всех направлениях, поэтому звук ослабевает обратно пропорционально квадрату расстояния. В среде с параллельными нижней и верхней границами интенсивность изменяется обратно пропорционально расстоянию. Подобный тип распространения с меньшей степенью затухания наблюдается, когда звук захватывается «каналом». Это явление обсуждается в следующем разделе.

Рефракция звука. В результате изменения скорости звука с глубиной звуковые лучи изгибаются по мере распространения от точки к точке. Этот эффект становится значительным, когда расстояние распространения по горизонтали превышает 100 м. Профиль скорости звука в зависимости от глубины зависит от географического положения, времени года и даже времени суток. Идеализированный профиль показан на рис. 3. Сразу под поверхностью располагается перемешанный слой, в котором скорость звука подвержена дневным и локальным изменениям в результате нагревания, охлаждения и действия ветра. Ниже находится сезонный термоклин, в котором температура уменьшается с глубиной и градиент температуры отрицателен. Этот слой расположен достаточно близко к поверхности и претерпевает сезонные изменения. Под ним находится главный термоклин, в котором сезонные изменения слабы и скорость звука быстро возрастает с глубиной. Между глубинами 900 и 1200 м (в средних широтах) температура становится постоянной, а скорость звука минимальной (эта область называется звуковым каналом). Далее скорость звука возрастает с ростом давления. Область ниже оси звукового канала называется глубинным изотермическим слоем. В арктических областях этот слой находится вблизи или на покрытой льдом поверхности. См. *Термоклин.*

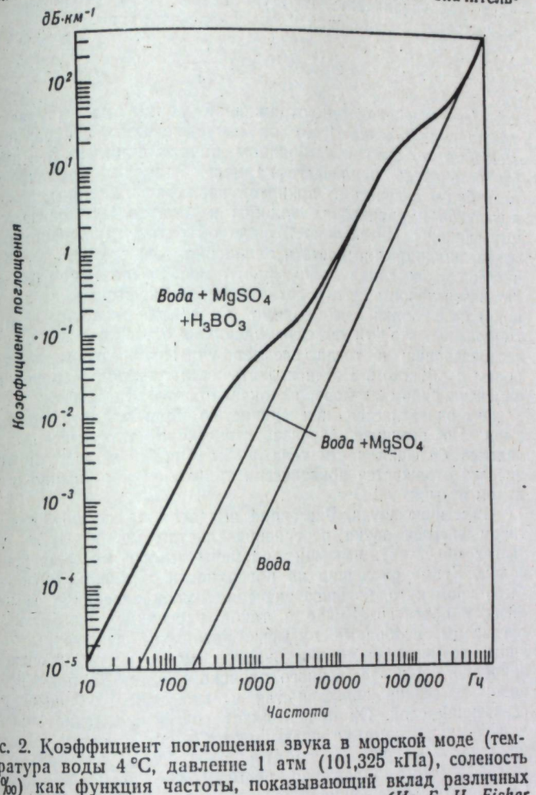


Рис. 2. Коэффициент поглощения звука в морской моде (температура воды 4 °С, давление 1 атм (101,325 кПа), соленость 35‰) как функция частоты, показывающий вклад различных составляющих морской воды в поглощение. *(Из F. H. Fisher and V. P. Simmons, Sound absorption in sea water, J. Acoust. Soc. Amer., 62: 558—564, 1977)*



Рис. 3. Типичный глубоководный профиль скорости звука, разбитый на слои. *(По R. J. Urick, Principles of Underwater Sound for Engineers, McGraw-Hill, 1967)*

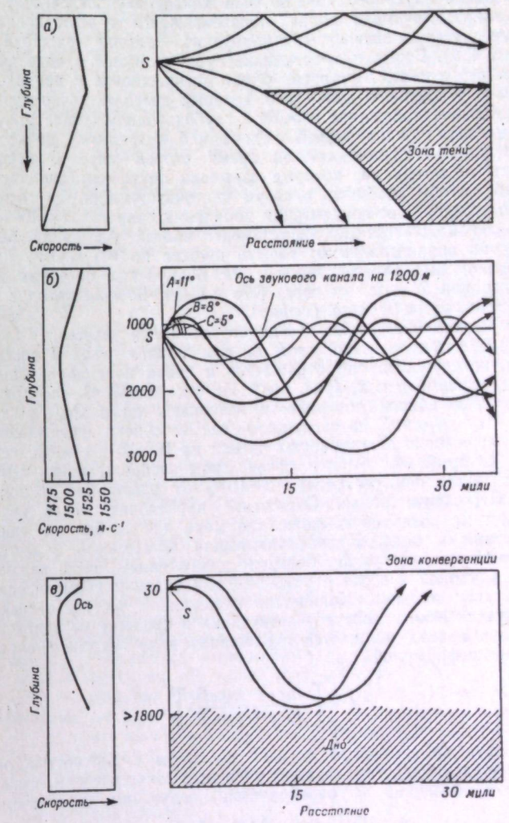


Рис. 4. Ход лучей для типичных профилей скорости звука и различной глубины погружения источника S.

а — распространение в канале верхнего перемешанного слоя с зоной тени внизу; *б* — распространение в глубоководном звуковом канале; лучи составляют различные начальные углы с осью *(из R. J. Urick. Principles of Underwater Sound for Engineers, McGraw-Hill, 1967)*; *в* — образование зоны конвергенции неглубоко погруженным источником (по *F. E. Hale, Long-range sound propagation in the deep ocean, J. Acoust. Soc. Amer., 33: 956, 1961*).

Канал перемешанного слоя. В облачных и ветреных районах Мирового океана под поверхностью в результате ветрового перемешивания образуется изотермический слой. Так как температура постоянна, скорость незначительно растет с глубиной. Звуковые лучи, попадающие в этот слой, за исключением направленных вертикально вниз, отклоняются кверху, как показано на верхней части рис. 4 *а*, и отражаются от поверхности, описывая полукруг. По таким криволинейным

дугам волна распространяется на значительные расстояния.

Зоны тени. Когда звук попадает или возникает в области с отрицательным градиентом скорости звука, возникает ситуация, изображенная в нижней части рис. 4 *а*. При этом образуется зона тени, в которой интенсивность акустического сигнала незначительна. Значение этого явления для подводного флота очевидно.

Глубоководный звуковой канал. Глубина, на которой скорость достигает минимума, определяет положение оси глубоководного звукового канала (или канала звукопеленгации и локации). Звуковая волна, образовавшаяся в этом канале, оказывается захваченной и проходит большие расстояния (рис. 4 *б*). Взрыв в этом канале будет услышан в виде растянутого сигнала, который резко прекращается с приходом самого медленного луча, того, который двигался точно вдоль оси. Точное положение взрыва в глубоководном канале можно определить триангуляцией с двух наблюдательных пунктов. Этот метод применялся во время второй мировой войны сбитыми летчиками, которые взрывали звукопеленгационную бомбу, чтобы сообщить о своем местонахождении. Он также используется для локализации попадания снарядов. (В 1960 г. произвели интересный эксперимент: вблизи Австралии был взорван снаряд; звук от взрыва прошел по «звуковому каналу» и был зарегистрирован на Бермудских островах на расстоянии 21 тыс. км через 3,75 ч.) См. *Звукопеленгация и определение расстояний (софар).*

Зоны конвергенции. Когда звуковой луч пересекает глубинный изотермический слой, он отклоняется вверх и достигает поверхности, где отражается и снова попадает в зону конвергенции и т. д. (рис. 4 *в*). На расстоянии 48—56 км от источника вблизи поверхности возникают узкие зоны высокой акустической интенсивности, где неглубоко расположенные приемники регистрируют сигнал на 10—15 дБ выше, чем тот, который был бы при сферическом распространении. Ширина таких зон составляет 5—10 % от расстояния до них.

Отражение звука. Отражение происходит, когда звук падает на поверхность моря, дно моря или на большие препятствия в воде. Если отражающая поверхность является плоской на расстоянии, большем длины волны, часть падающей звуковой энергии отражается под углом к нормали, равным углу падения. Количество отраженной энергии зависит от акустических свойств участвующих в процессе материалов. В случае двух жидкостей отраженная доля энергии r определяется формулой

$$r=\left[\frac{\rho_1 c_1-\rho_0 c_0 B}{\rho_1 c_1+\rho_0 c_0 B}\right]^2, \qquad (1)$$

где звук со скоростью c_1 идет из среды с плотностью ρ_1. Произведение ρc называется удельным акустическим импедансом, величина B определяется следующим равенством:

$$B=\left[1-\left(1-c_1^2/c_0^2\right)\operatorname{tg}^2\theta\right]^{1/2}, \qquad (2)$$

где θ — угол падения (отсчитываемый от перпендикуляра).

Отражение от поверхности. От поверхности океана звук отражается почти полностью, потому что $\rho_в c_в \approx 3310 \rho_{воз} c_{воз}$ (индексы «в» и «воз» относятся соответственно к воде и воздуху). Однако если длина волны много меньше размеров шероховатости поверхности, четкого отраженного луча не получается и энергия рассеивается. Критерий (сформулированный Рэлеем) для определения условий, при которых поверхность становится акустически гладкой, состоит в том, что $\lambda > 8h \sin\theta$, где h — расстояние между гребнем и впадиной волны и θ — угол скольжения.

Отражение от дна. Отражение звука от дна моря происходит так же, как отражение от поверхности, но более сложно. Разнообразие пород, слагающих дно, вызывает значительные вариации звукоотражающих и звукорассеивающих свойств. С тех пор как в подводных исследованиях стал широко применяться звук, отраженный от дна, были составлены карты отражающих свойств. При наличии слоистой структуры отложений наблюдается акустическое отражение от границ между слоями. Применяя мощные источники, обычно взрывные, и исследуя сложный эхосигнал, геофизики могут получить точный разрез пород, находящихся под поверхностью дна. См. *Морские осадки.*

Распространение в мелкой воде. На мелководье (не глубже 200 м) звук может захватываться, и предсказать траекторию распространения звука трудно. Теоретическое описание распространения звука в мелкой воде очень сложно.

Отражение от крупных объектов. Кроме отражения от поверхности и дна, изучаются и звуковые сигналы, отраженные от искусственных объектов, таких, как подводные лодки, надводные суда, торпеды, мины и морские животные.

В гидроакустике отражательные свойства объекта принято характеризовать интенсивностью цели (ИЦ), которая выражается в децибелах и определяется равенством

$$\text{ИЦ}=10\log\frac{I_0}{I_1}, \qquad (3)$$

где I_0 — интенсивность отраженной волны на стандартном расстоянии (обычно 1 м) от «акустического центра» отражающего объекта в выбранном направлении, а I_1 — интенсивность звука, падающего на цель. Значения интенсивности цели будут зависеть от принятой размерности длины, поэтому в «звуковом уравнении» должны использоваться согласованные единицы. Интенсивность цели объектов такой формы, как сфера, цилиндр, плоскость и эллипсоид, может быть точно вычислена, если длина волны много меньше размеров объекта. Но интенсивность цели объектов сложной формы, таких, как подводные лодки, необходимо измерять экспериментально. Допущение, что эти объекты идеально отражают звук, часто несправедливо, и тогда следует учитывать взаимодействие волны с объектом. Интенсивность цели различных пород рыб измерена рядом авторов, и показано, что эта величина в основном определяется интенсивностью цели плавательного пузыря. По величине характеристического акустического импеданса большая часть тела рыбы близка к воде, поэтому энергия отражается практически только от наполненного воздухом пузыря.

Рассеяние звука. Рассеяние является процессом, при котором энергия звука перераспределяется на объектах (или частях объектов), имеющих размеры много меньшие длины волны. Кроме рассеяния на поверхности и дне, которое уже было упомянуто, большое значение имеет рассеяние от взвешенных объектов. Вклад в такое рассеяние дают морские организмы, свободные пузырьки воздуха, взвешенные частицы, термическая микроструктура моря и турбулентность природного и искусственного происхождения. Важным источником рассеяния является так называемый глубинный рассеивающий слой. Он представляет собой скопление морских животных, которые не превышают 30 см в длину и встречаются от поверхности до глубины 1 км в зависимости от географического положения, времени года и времени суток. См. *Звукорассеивающий слой.*

Прием звука. Чтобы получить желаемую информацию, акустический сигнал необходимо воспринять и преобразовать в электрический сигнал приемным преобразователем, называемым гидрофоном. В современной практике широко применяется пьезоэлектрическая керамика, однако перспективными представляются работы над пьезоэлектрическими полимерами и над оптическими способами регистрации. Преобразовательные элементы обычно группируются в решетки для получения высокой чувствительности, лучшей направленности и снижения уровня шумов. После того как акустический сигнал преобразован в электрический, задача извлечения информации из фонового шума становится задачей обнаружения сигнала. Основные математические методы и электронные устройства аналогичны тем, которые используются в радиолокации, радиоастрономии, геофизике, оптике и т. д. Несмотря на то что устройства для приема сигнала применяются очень широко, исследования в этой области продолжаются. Использование совершенного электронного оборудования — особенно интегральных микросхем и вычислительных устройств — и математических методов позволяет выделить сигнал из фонового шума. Это может быть отраженный сигнал от излучаемого сигнала, который определенным образом управляется (активный гидролокатор), или он может быть излучен некоторым внешним источником (пассивный гидролокатор). Обычно само по себе обнаружение объекта недостаточно: необходима информация о расстоянии до него, азимуте, скорости движения и типе объекта. См. *Гидроакустический буй.*

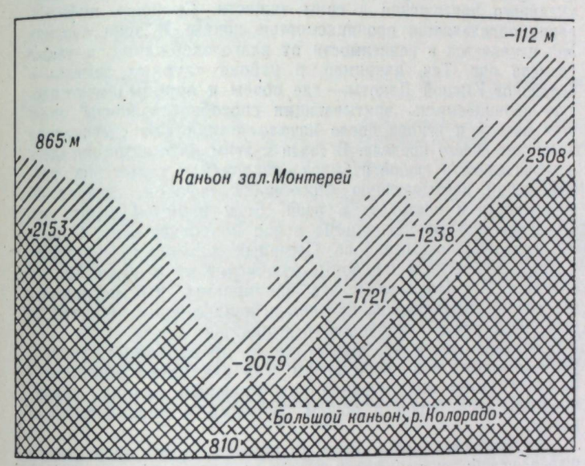
Уильям С. Крамер

Лит.: V. M. Albers (ed.), *Underwater Sound*, 1972; R. J. Bobber, *Underwater Electroacoustic Measurements*, 1970; C. S. Clay and H. Medwin, *Acoustical Oceanography: Principles and Applications*, 1977; M. C. Junger and D. Feit, *Sound Structures and Their Interaction*, 1972; D. Ross, *Mechanics of Underwater Noise*, 1977; R. J. Urick, *Principles of Underwater Sound*, 2d ed., 1975.

Доп. лит.: Акустика океана/Под ред. Л. М. Бреховских.— М., 1974.

Подводный каньон

Сравнительно узкая глубокая подводная впадина с крутыми склонами и наклонной поверхностью дна. Ни одна из многочисленных удивительных особенностей рельефа морского дна не вызывала столько споров, сколько огромные подводные каньоны, рассекающие материковые склоны во многих районах мира. Высота скалистых склонов подводных каньонов достигает 1000 м и более. Многочисленные вторичные каньоны-притоки и узкие извилистые ущелья делают подводные каньоны похожими на огромные каньоны на суше (см. рисунок). Некоторые подводные каньоны представляют собой непосредственное продолжение каньонов суши, другие примыкают к устьевым областям рек, текущих по широким плоскодонным долинам на суше. Подводные каньоны спускаются по материковому склону практически до глубоководного дна. В нижней части эти морские долины имеют уже более скромные размеры и проходят по широким отлогим конусам выноса, напоминающим предгорные конусы выноса вдоль передовых хребтов в засушливых районах мира. См. *Шельф и материковый склон.*



Поперечный профиль подводного каньона в заливе Монтерей и профиль Большого Каньона р. Колорадо в штате Аризона.

Состав отложений на глубоководном участке дна каньонов меняется от песков, которые напоминают тогда отложения мелководий до глубоководных илистых осадков. Вполне вероятно, что возникающие в вершинах каньонов оползни приводят к перемешиванию донных отложений с водой. Образующаяся тяжелая взвесь движется в воде в виде так называемого мутьевого потока. Когда мутьевые потоки, проносящиеся по дну каньонов, начинают терять скорость, они оставляют после себя отложения песка. Подобные оползни случаются нередко, что приводит к изменению глубин. Довольно часто оползни рвут подводные кабели, проложенные поперек каньонов, поэтому прокладывать кабель поперек каньона не рекомендуется.

Причина образования подводных каньонов во многом остается неясной. Отмечая большое сходство подводных каньонов с речными каньонами на суше, некоторые геологи считают, что морские каньоны представляют собой долины, выработанные реками и затопленные в последующее время морем. Другие геологи, указывая на повсеместное распространение подводных каньонов, оспаривают эту гипотезу и называют в качестве причины мутьевые потоки. Неизвестным фактором является при этом скорость мутьевых потоков, которая временами может быть очень большой; определенных данных на этот счет не имеется. Если каньоны созданы мутьевыми потоками, то непонятно их сходство с речными каньонами. Кроме того, гипотеза мутьевых потоков не может объяснить существование подводных каньонов со склонами из таких твердых пород, как гранит. В настоящее время большинство геологов согласно лишь с тем, что соскальзывание подводных отложений и мутьевые потоки, по-видимому, предотвращают заполнение каньонов наносами. См. *Морская геология, Мутьевые потоки.*

Френсис П. Шеппард

Подземные воды

Вода в зоне насыщения горных пород и почв, ограниченной сверху зеркалом подземных вод. Зона насыщения представляет собой источник питания водозаборных скважин и содержит примерно пятую часть водозапасов США. Она питает также родники и источники, обеспечивает меженный сток постоянных водотоков. Зона насыщения является естественным водохранилищем, которое поглощает осадки в течение влажных периодов и отдает их в засушливые, тем самым умеряя наводнения и смягчая засухи. Количество подземных вод, заключенных в горных породах на территории США, в несколько раз превышает количество воды, содержащейся во всех озерах и водохранилищах, в том числе в Великих озерах. Их распределение по территории полностью зависит от геологических условий. По этой причине науку о подземных водах часто называют гидрогеологией.

Подповерхностные воды. Вода ниже поверхности земли встречается в зоне аэрации выше зеркала подземных вод и в зоне насыщения ниже него. Вода в зоне аэрации, называемая также вадозной, делится на почвенную воду, промежуточную вадозную воду и воду капиллярной каймы.

Вода капиллярной каймы связана с зоной насыщения и удерживается над ней капиллярными силами. Нижняя часть каймы может быть насыщенной, но она не относится к зоне насыщения, поскольку вода находится во внешней части каймы под давлением ниже атмосферного и в водозаборную скважину течь не будет. Вода появится и установится на уровне зеркала подземных вод лишь тогда, когда скважина достигнет зоны насыщения.

Формации горных пород, способные отдавать значительные объемы воды, называют водоносными пластами. В некоторых скважинах, называемых артезианскими, вода поднимается выше поверхности водоносного пласта. В других случаях вода может появиться в скважине выше зоны насыщения, но она уйдет, если скважину пробить глубже водонепроницаемого пласта, на котором покоится вода. Такие воды называют подвешенными.

Общий объем доступной для извлечения воды и интенсивность ее поступления в скважину определяются количеством и размером пустот в породах и почвах, а также их структурой. В некоторых изверженных породах пустоты практически отсутствуют. В глине они многочисленны, но имеют микроскопические размеры. В песках и гравии пустоты имеют большие размеры и соединяются друг с другом. В известняках и лавах изобилуют каверны и внутренние ходы. Распределение пустот и их типы так же разнообразны, как и сами геологические условия. Поэтому какое-либо общее утверждение может оказаться верным для одного района и неправильным для другого.

Пустоты в породах. Различают первичные пустоты, появляющиеся во время образования пород, и вторичные пустоты, возникающие затем под действием физических и химических процессов. Первичные пустоты имеются в таких осадочных породах, как пески и глины, и в некоторых разновидностях известняков, состоящих из раздробленных ракушек. Пустоты в лаве появляются на стадии ее начального отвердевания и также считаются первичными. Большинство пород с первичными пустотами являются геологически молодыми. В качестве примера пород с достаточно большими пустотами, заключающими значительные количества воды, можно назвать падающие в сторону моря пласты на равнинах Атлантического побережья США и побережья Мексиканского залива (в том числе ракушечные известняки Флориды), напластования в межгорных долинах западных штатов, ледниковые отложения в северных и центральных штатах, а также лавы на северо-западе Тихоокеанского побережья.

Вторичные пустоты типичны для древних пород. Пески и гравий, сцементировавшиеся под действием химических процессов, известняки, затвердевшие в результате сжатия и перекристаллизации, кристаллические и кровельные сланцы, гнейс, гранит, риолит, базальт и другие изверженные породы, а также глинистые сланцы обычно содержат мало первичных пустот. Но в них могут появляться разломы, в которые проникает вода. Известняки подвержены растворению, которое происходит вдоль мелких трещин и приводит к образованию подземных каналов — от небольших пустот диаметром в несколько долей сантиметра до огромных каверн, способных вместить большие количества воды.

Пористость. Характеризует качество горной породы с точки зрения обилия пор. Количественно она выражается в про-

центах занятого пустотами общего объема породы. Пористость новообразованных алевритов и глин составляет 80 %, а почти сплошных пород — 1 %.

Проницаемость. Характерное свойство пород и почв пропускать воду. Пористость породы или почвы не имеет прямой связи с проницаемостью или водообильностью. Последнее качество зависит от размеров и степени взаимосвязанности пор или пустот. Если поры малы, порода будет пропускать воду очень медленно. Если они велики и соединяются друг с другом, порода будет легко пропускать воду. Проницаемость определяется объемом жидкости, проходящей через поперечное сечение единичной площади при гидравлическом градиенте 100 % (1 м потери напора на 1 м пути в направлении потока) в единицу времени, что соответствует скорости движения воды, выраженной в метрах за сутки. Проницаемость зависит от вязкости воды и, следовательно, от температуры.

В системе, принятой Геологической службой США, проницаемость измеряют в единицах Мейнцера. Единица Мейнцера определяется как скорость движения воды при 60 °F (15,6 °C) в галлонах за сутки через поперечное сечение 1 фут^2 (1 галлон за сутки через поперечное сечение 1 фут^2 равняется $4{,}716 \cdot 10^{-7}$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$ через поперечное сечение 1 м^2) при гидравлическом градиенте 100 %. В полевых исследованиях условие приведения данных к стандартной температуре обычно не соблюдается.

Скорость фильтрации. Скорость движения воды через насыщенный объем породы. Она определяется как скорость движения при преобладающих температурах в галлонах за сутки через толщу водоносного пласта вертикальной мощностью 1 фут при гидравлическом градиенте 100 % по всей высоте насыщенной зоны пласта.

Контролирующие факторы. Вода движется через проницаемые породы под влиянием силы тяжести от мест высокого напора к местам низкого напора, т. е. оттуда, где она всасывается или восполняется, туда, где она расходуется, например к скважинам или родникам. На движущуюся через породы воду действуют также сила трения и молекулярные силы. Молекулярные силы проявляются как притяжение молекул воды к поверхности частиц грунта и друг к другу. При увлажнении поверхность частиц любых пород способна удерживать тонкую пленку воды, несмотря на действие силы тяжести. В очень тонкозернистых породах, таких, как глина и мельчайший алеврит, пустоты настолько малы, что молекулярное притяжение действует во всем пространстве поры — от одной ее стенки до другой. Молекулярные силы при этом начинают доминировать, и при типичных для естественных условий уклонах вода движется через породу очень медленно.

Количество воды, стекающей из насыщенной породы под влиянием силы тяжести, выражается в процентах от общего объема породы и называется удельной водоотдачей. Удельную водоотдачу часто называют эффективной пористостью, потому что она характеризует поровое пространство, которое отдает воду в скважины. Термин «пористость» плохо определен и от него следовало бы отказаться. Часть воды, остающейся в породах и почве под действием молекулярных сил, играет лишь незначительную роль в обеспечении водой родников и скважин. Но она представляет особый интерес для агрономов, поскольку поддерживает жизнь растений. Сильно проницаемая почва легко пропускает через себя воду, поэтому на долю растений приходится недостаточное количество влаги. С другой стороны, менее проницаемая почва удерживает много воды до тех пор, пока она не израсходуется растениями или не испарится.

Источники подземных вод. Основной способ питания подземных вод заключается в просачивании поверхностных вод по вертикали в результате прямой инфильтрации дождевой или талой снеговой воды либо инфильтрации из поверхностных водоемов, которые пополняются за счет дождя и таяния снега. О питании подземных вод путем инфильтрации свидетельствуют анализ данных о нисходящем движении дождевых вод через почву и подпочву, повышение и понижение уровней подземных вод, истечение воды из родников вскоре после выпадения осадков, фильтрация воды из речных русел, а также направление гидравлического градиента от областей питания к областям расхода воды. Некоторая часть подземных вод образуется под влиянием физических и химических процессов, протекающих в глубинах Земли. Такую воду называют ювенильной, имея в виду, что она впервые появляется на земной поверхности. Эта вода всегда сильно минерализована. Часть вод захоронена в глубоко залегающих осадочных породах и представляет собой остаточную воду древних морей, в которых образовались эти породы. Такая вода называется реликтовой. Общее количество воды из ювенильных и реликтовых источников, которое вовлекается в гидрологический круговорот, незначительно по сравнению с количеством воды, поступающей в виде осадков (атмосферная влага). Приход воды из этих источников в определенной мере уравновешивается изъятием воды из гидрологического цикла под действием таких процессов, как образование минералов, включающих воду в свою кристаллическую структуру. См. *Гидрология.*

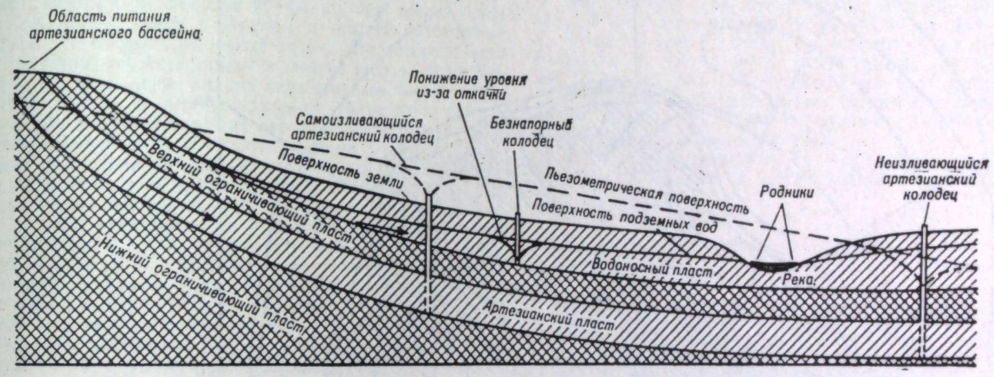
Инфильтрация. Пополнение воды в зоне насыщения происходит в три этапа: 1) инфильтрация воды с поверхности в породу или слои почвы, расположенные непосредственно под поверхностью; 2) нисходящее движение через зону аэрации части воды, которую не смогли удержать молекулярные силы; 3) поступление этой части воды в зону насыщения, где она становится подземной водой и движется главным образом в горизонтальном направлении к точкам расхода. Инфильтрация воды происходит при совместном действии молекулярного притяжения и силы тяжести. Скорость инфильтрации определяется проницаемостью почвы. В зоне аэрации она изменяется в зависимости от влагосодержания, а также размера пор. Так, например, в районе «дурных земель» — бедлендов Южной Дакоты,— где почвы и породы имеют плохую проницаемость, впитывающая способность почвы является низкой и вскоре после начала дождя или снеготаяния достигает своего предела. В связи с этим инфильтрация здесь незначительна и любой избыток осадков или талых вод, превышающий впитывающую способность грунтов, стекает по поверхности и поступает в реки. Если избыток велик, это вызывает сильные паводки на реках и эрозию почв. С другой стороны, почвы района Песчаных холмов (Sand Hills) в штате Небраска и зандровые отложения на о. Лонг-Айленд в штате Нью-Йорк настолько проницаемы, что поглощают все осадки, выпадающие при сильнейших ливнях, и почти не оставляют воды для руслового стока.

Большое значение имеет также проницаемость пород, расположенных под слоем почвы. Так как почва обычно образуется путем выветривания подстилающей породы, проницаемость этих пород в общем сравнима с проницаемостью почвы.

Артезианские воды. Если количество воды, просачивающейся вглубь сквозь почву и подпочву, превышает капиллярную влагоемкость, вода продолжает движение, пока не достигнет зоны с настолько плохой проницаемостью, что скорость дальнейшего нисходящего движения становится меньше, чем скорость пополнения сверху. В этом случае образуется зона насыщения, мощность которой определяется возможностью бокового стока поступающей воды. Верхняя поверхность этой зоны представляет собой зеркало подземных вод (см. рисунок). В рассматриваемом случае мы имеем дело с так называемыми незамкнутыми, или безнапорными, грунтовыми водами. Однако поскольку бо́льшая часть земной коры имеет более или менее выраженную слоистую структуру, при которой зоны высокой проницаемости чередуются с зонами низкой проницаемости, нередко подземная вода, движущаяся латерально в проницаемую породу, проходит между слоями с относительно низкой проницаемостью. Если поверх проницаемого слоя, который содержит безнапорную воду, появляется ограничивающий непроницаемый слой, вода начинает давить на него, и если в данном районе пробурить скважину, то по ней начнет подниматься вода. Вода стремится подняться до уровня, который имеет в безнапорной области, но не достигает его на величину потери напора из-за трения на пути от безнапорной области к скважине. Напорные воды, как и проникающие в них скважины, называются также артезианскими независимо от того, достаточен ли напор для того, чтобы вода изливалась на поверхность земли.

Химический состав. Вода, как принято считать, является универсальным растворителем. При конденсации водяного пара и выпадении осадков в виде дождя или снега происходит поглощение из воздуха небольшого количества минеральных и органических веществ. Выпав на землю, вода продолжает растворять некоторые почвы и породы, сквозь которые просачивается. В связи с этим химически чистых подземных вод не бывает. В число наиболее распространенных минеральных компонентов входят бикарбонаты, хлориды и сульфаты кальция, магния, натрия и калия в ионизованной или диссоциированной форме, а также кремнезем. В небольших концентрациях содержатся также имеющие важное значение соединения железа, марганца, фтора и нитраты. Концентрация растворенных минеральных веществ существенно зависит от типа почв и пород, сквозь которые проходит вода. Вода с содержанием растворенных веществ более 1000 ‰ считается непригодной для человека, а вода с их содержанием свыше 2000 ‰ непригодна и для домашнего скота. Однако как человек, так и животные могут привыкнуть к повышенной концентрации растворенных веществ.

Загрязнение подземных вод. Обычно присутствующие в воде растворенные минеральные вещества не представляют опасности для здоровья человека, если их количество не превышает допустимые показатели. Подземные воды считаются допустимыми для потребления человеком без предварительной обработки. Однако в последнее время усиливается угроза их загрязнения, и в ряде случаев принимаются меры по охране важных водоносных пластов от загрязняющих веществ. Загрязняющие вещества могут попадать в водоносные пласты в результате необоснованного сброса хозяйственно-бытовых стоков, чрезмерной откачки подземных вод и применения различных химических веществ в сельском и лесном хозяйстве. Источниками загрязнения могут быть городские свалки, шахтные отвалы, места удаления шламов из водоочистных заводских сооружений и отстойные бассейны, из которых токсичные вещества могут просачиваться в подземные воды. В подземные воды могут проникать удобрения, пестициды и гербициды, применяемые в сельском и лесном хозяйстве. Подпитывание подземных вод отработанными сточными водами и сброс опасных для здоровья людей стоков в нагнетательные скважины неизбежно приводят к загрязнению водоносных пластов, используемых в качестве источника питьевой воды. Чрезмерная откачка подземных вод вызывает понижение поверхности подземных вод, что может способствовать проникновению морской воды в водоносные пласты прибрежной зоны. Вдали от прибрежной зоны водоносные пласты могут загрязняться вследствие притока воды из соседних пластов с соленой водой. Понижение уровня грунтовых вод может усилить поступление из любых поверхностных источников загрязнения. Вследствие слабой проточности некоторых водоносных пластов однажды возникшее загрязнение водоносного пласта может постепенно исчезнуть. В водоносных пластах внутри плотных пород скорость течения воды на участке первичных пустот может составлять от нескольких метров в сутки до нескольких метров в год. В связи с этим вполне возможно, что загрязняющее вещество, однажды попавшее в водоносный пласт, останется в нем на многие годы. Если загрязнение вызвано чрезмерным извлечением вод, приток загрязняющих веществ будет продолжаться до тех пор, пока уровень воды не поднимется настолько, что их поступление прекратится.



Различные условия залегания подземных вод.

Рей К. Линсли

Лит.: H. Bouwer, *Groundwater Hydrology*, 1978; S. N. Davis and R. J. M. De Wiest, *Hydrogeology*, 1966; R. J. Kazmann, *Modern Hydrology*, 1965; W. C. Walton, *Groundwater Resources Evaluation*, 1970; R. C. Ward, *Principles of Hydrology*, 1964.

Полярная метеорология

Региональный раздел науки об атмосфере, посвященный изучению погодных явлений и условий, которые преобладают в полярных областях северного и южного полушарий. Атмосфера в этих районах характеризуется рядом специфических особенностей, обусловленных главным образом малой высотой солнца и географическим распределением воды и суши.

Радиационный баланс. Погода и климат в полярных областях определяются годовым ходом солнечной радиации. Максимальная высота солнца в полдень H зависит от его склонения δ и широты места φ: $H = 90 - \varphi + \delta$. Отсюда следует, что самый большой угол, под которым солнечные лучи могут падать на горизонтальную поверхность у полюса во время летнего солнцестояния, составляет 23,5°. При зимнем солнцестоянии солнце находится под таким же углом ниже горизонта. Хотя в полярных областях суммы приходящей радиации в летнее время столь же велики, как в тропиках, преобладающие в этих районах снежные и ледяные поверхности отражают значительное количество этой радиации обратно в мировое пространство. Кроме того, потери радиации происходят в течение всего года за счет длинноволнового излучения поверхности Земли и атмосферы, в частности — облачного покрова. Радиационный баланс системы Земля—атмосфера в Арктике отрицателен в течение почти всего года, за исключением короткого летнего периода. На рис. 1 приведена зависимость радиационного баланса (суммы балансов коротковолновой и длинноволновой радиации) на верхней границе атмосферы от широты места и времени года, полученная по данным измерений со спутников. Радиационный баланс системы Земля—атмосфера в обеих полярных областях примерно одинаков, однако наличие холодного Антарктического континента в центре полярной области, окруженного теплым океаном, обусловливает большой меридиональный градиент радиационного баланса в широтном поясе 50—60° ю. ш. В глобальной тепловой машине, какой является атмосфера, полярные области являются стоками тепла. См. *Земное излучение, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

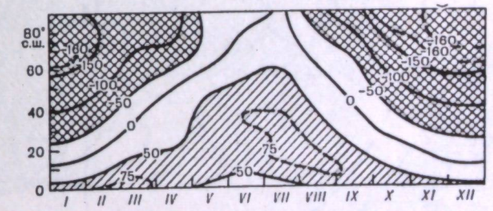


Рис. 1. Радиационный баланс (Вт·м$^{-2}$) на верхней границе атмосферы для северного полушария по данным измерений со спутников. *(По A. H. Oort and T. H. Vonder Haar, On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere, J. Phys. Oceanogr., 1976)*

Одним из следствий радиационного выхолаживания является образование инверсионных слоев, в которых температура растет с высотой. Инверсии могут формироваться у поверхности Земли или на высотах, когда плотная слоистая облачность образует приподнятую поверхность, охлаждающуюся за счет радиационного теплообмена. Инверсии представляют собой весьма важное атмосферное явление, поскольку они подавляют вертикальный турбулентный обмен

и часто сопровождаются образованием туманов. См. *Инверсия температуры.*

Квазиравновесное состояние атмосферы в полярных областях поддерживается за счет того, что радиационные потери тепла компенсируются здесь переносом в эти районы теплыми воздушными массами тепла как в явном виде, так и в виде теплоты фазовых переходов воды. Эти адвективные притоки тепла связаны с прохождением циклонов и антициклонов через полярные районы. В среднем за год над Арктикой

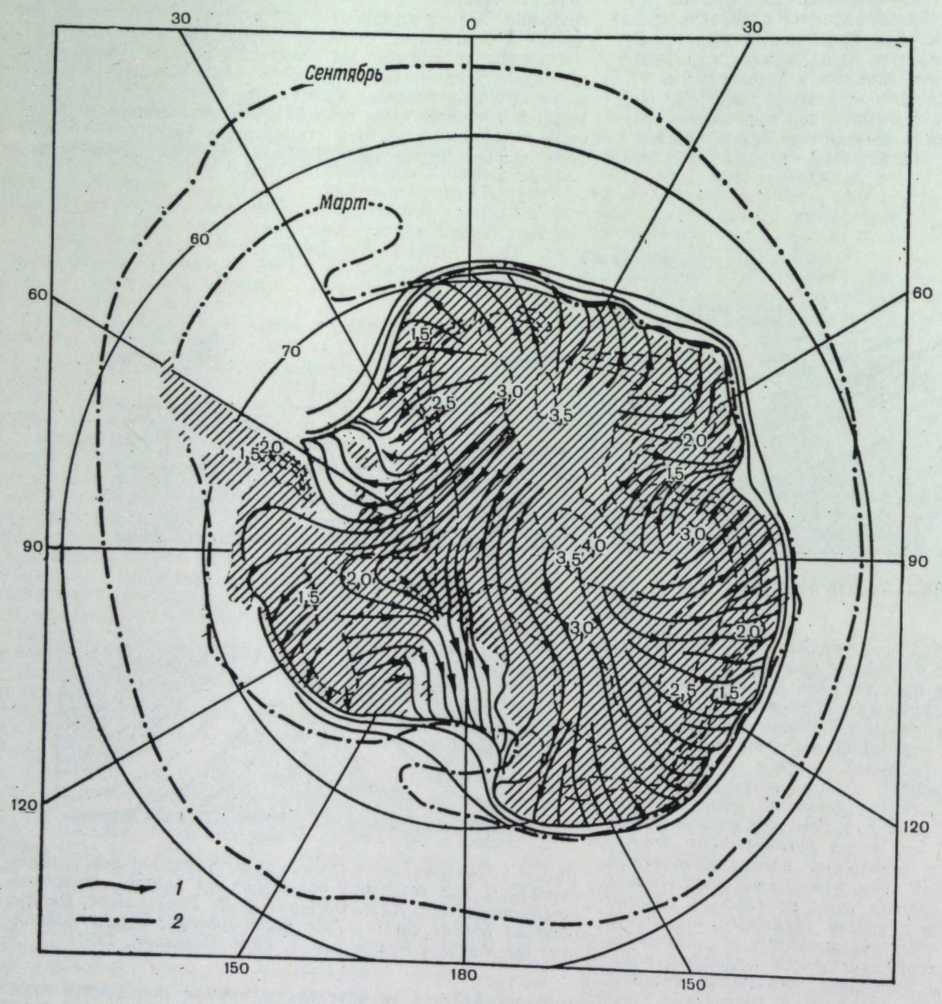


Рис. 2. Среднее поле ветра (*1*) и границы морских льдов в Антарктике (*2*).

Штриховые линии — изогипсы (км). Наземное поле ветра построено по данным отдельных метеорологических станций и маршрутных съемок.

преобладает слабый антициклон с центром над морем Бофорта. Говорить о давлении на уровне моря в южной полярной области не имеет смысла, поскольку больше половины Антарктического континента занимает плато высотой более 2 км (примерно 25 % его поверхности лежит выше 3 км). На средней карте поверхности 500 гПа над Антарктикой прослеживается хорошо развитый циклонический циркумполярный вихрь. См. *Воздушная масса, Общая циркуляция атмосферы.*

Осадки. Давление насыщенного водяного пара при характерных для полярных областей температурах воздуха (от —50 до 0 °С) составляет 0,04—6 гПа, поэтому осадки в этих областях выпадают редко. Иногда в высоких широтах, особенно в холодные месяцы года, осадки выпадают не из облаков, а из очень слабой дымки, образованной мелкими ледяными кристаллами («алмазная пыль»). В Антарктике количество осадков растет от 5 см·год$^{-1}$ на центральном плато до 40 см·год$^{-1}$ у берегов океана. В Арктике осадки распределены более равномерно и составляют 15—20 см·год$^{-1}$ за исключением Норвежского и Баренцева морей, где их выпадает около 50 см·год$^{-1}$. В противоположность Антарктике на ледяной шапке Гренландии количество осадков увеличивается от 20 см·год$^{-1}$ на западном побережье до 50 см·год$^{-1}$ во внутренних частях материка на высоте 2 км. По количеству выпадающих осадков, согласно климатологической классификации, полярные области могут рассматриваться как пустыни. См. *Осадки.*

В Гренландии и Антарктике, несмотря на малое количество выпадающих осадков, еще с четвертичного периода начали формироваться ледяные шапки, достигшие толщины нескольких тысяч метров. Если эти ледяные массивы растают, уровень Мирового океана поднимется на 170 м. В настоящее время в Антарктике систематического таяния снега не наблюдается, а в Гренландии аккумуляция снежных запасов даже преобладает над потерями снега. От обеих ледяных шапок откалываются глыбы льда, которые уносятся океанскими течениями, образуя дрейфующие айсберги.

Свежевыпавший снег в полярных областях сух, и плотность его составляет всего 0,1 г·см$^{-3}$. Он легко подхватывается ветром при скорости ветра около 10 см·с$^{-1}$, в результате чего возникает поземка. При более сильных ветрах число взвешенных снежных частиц в нижних слоях воздуха может стать настолько большим, что солнечный свет будет рассеиваться по всем направлениям и тени от предметов исчезнут. Такого рода «белая мгла» наиболее опасна для авиации. В холодную безветренную погоду в толще полярных снежных массивов развиваются большие температурные градиенты (холод у поверхности, тепло в глубине), вызывающие вертикальную диффузию насыщенного водяного пара в воздушных прослойках снежной насыщенной массы. В результате происходит испарение снега на некоторой глубине и сублимация у поверхности. В течение нескольких дней под влиянием сублимации, цементирующей отдельные кристаллы снежной поверхности, образуется легкий, но очень прочный покров толщиной 10—20 см. Эскимосы используют такие затвердевшие пласты при постройке жилищ из снега.

Струйные течения. Изменения в тропосфере обеих полярных областей над слоем преобладающих приземных инверсий связаны со струйными течениями и фронтами, менее интенсивными по сравнению с их аналогами в средних широтах.

Характерной особенностью полярной стратосферы, как северной, так и южной, является наличие на высоте более 20 км в зоне сумерек большого горизонтального градиента температуры, вызывающего так называемое струйное течение на краю полярной ночи. В Арктике это западное течение, устанавливаясь после полного захода Солнца, начинает меандрировать и разрушаться обычно между концом декабря и февралем. Под воздействием вихрей, на которые распадается поток, происходит перераспределение озона и наиболее значимых малых газовых компонент атмосферы, генерируемых в низких широтах на высотах 30—60 км под воздействием Солнца. В летнее время в Арктике в нижней стратосфере существует устойчивый восточный поток. Над географически более симметричной Антарктикой в течение всей зимы наблюдается сильное струйное течение, ослабевающее только после появления Солнца и непосредственного нагревания стратосферы в результате поглощения озоном солнечной радиации.

Палеоклиматология. Полярные ледяные шапки и глубоководные отложения на дне океана являются наиболее важными носителями палеоклиматологической информации. Для восстановления температуры во времена плейстоцена особенно успешно использовалось отношение устойчивых изотопов кислорода ^{18}O и ^{16}O, характеризующее температуру, при которой образовались отложения снега. Многочисленные факторы свидетельствуют о том, что к концу последнего ледникового периода (около 12 тыс. лет назад) температура в арктической зоне поднялась меньше чем за тысячу лет на 10 °С.

Полярные контрасты. Погода и климат в Арктике по сравнению с Антарктикой более мягкие и характеризуются меньшими экстремальными значениями. Максимальный диапазон изменений температуры на плато в Центральной Антарктике составляет 65 °С. В отдельных континентальных районах средних широт северного полушария отмечаются и бо́льшие изменения в годовом ходе, но в Центральной Антарктике зарегистрирована самая низкая температура приземного слоя воздуха на земном шаре, равная —88 °С. Связанные с этими низкими температурами глубокие инверсии (до 20 °С) сохраняются в течение нескольких месяцев.

Если в Антарктике температура воздуха у поверхности Земли в летнее время остается значительно ниже нуля даже вблизи побережий, то арктическое лето характеризуется совершенно другим термическим режимом. В последних числах мая или в начале июня низкие берега материков, окружающих Северный Ледовитый океан, освобождаются от снежного покрова. Снег на ледяных массивах арктического бассейна начинает таять в начале июля и в течение всего лета в этих районах сохраняется температура около 0 °С. В это же время формируется устойчивая «слоистая арктическая облачность». Так, в районе 85° с. ш. повторяемость сплошной облачности с июня по август составляет 80—90 %.

В отличие от Арктики, где ветры обычно не очень сильные и весьма изменчивы по направлению, что связано с прохождением различных барических систем, в Антарктике четко выражено преобладание стоковых ветров. Тонкие слои воздуха, охлажденные до экстремально низких температур в результате радиационного выхолаживания, обрушиваются по склонам центрального плато на побережье (рис. 2). На м. Денисон в восточной Антарктике зарегистрировано 234 дня в году со средней суточной скоростью ветра больше 18 м·с$^{-1}$. Такого рода ветры, но более слабые, в районе ледяной шапки Гренландии переносят огромное количество снега.

Одно из наиболее важных различий между северной и южной полярными областями относится к ледовому режиму морей. Несмотря на то что общая масса морских льдов на земном шаре мала по сравнению с массой материковых льдов, большая горизонтальная протяженность делает морские льды весьма существенным фактором в формировании теплового баланса поверхности Земли. С появлением плавающих льдов отражательная способность (альбедо) морской поверхности резко меняется от 0,1 до 0,6 и все формы обмена энергией и массой между океаном и атмосферой ослабляются. В Арктике площадь морского льда изменяется от 11,4·10^6 км^2 в марте до 7,0·10^6 км^2 в августе. В Южном океане, окружающем Антарктику, минимальные площади морского льда наблюдаются в марте (2,6·10^6 км^2), а максимальные — в сентябре (18,8·10^6 км^2) (см. рис. 2), поэтому большинство арктических льдов являются многолетними. При современных климатических условиях их средняя толщина достигает 3 м, после чего устанавливается равновесие между сезонным таянием льдов и их образованием. Возраст антарктических льдов нигде не превышает одного года, за исключением моря Уэдделла. Существуют теоретические модели, согласно которым значительные изменения площади морских льдов могут в силу наличия сложных обратных связей во взаимодействии океан—атмосфера в полярных районах оказать весьма ощутимое и продолжительное влияние на климат Земли.

Норберт Унтерштайнер

Лит.: P. Putnins, The climate of Greenland, in S. Orvig (ed.), *World Survey of Climatology*, vol. 14, pp. 3—128, 1970. W. Schwerdtfeger, The climate of the Antarctic, in S. Orvig (ed.), *World Survey of Climatology*, vol. 14, pp. 253—355, 1970; E. Vowinckel and S. Orvig, The climate of the North Polar Basin, in S. Orvig (ed.), *World Survey of Climatology*, vol. 14, pp. 129—252, 1970; G. Weller and S. A. Bowling (eds.), *Climate at the Arctic*, 24th Alaska Science Conference, University of Alaska, 1975; World Meteorological Organization, *Symposium on Polar Meteorology*, 1967.

Доп. лит.: Герасимов И. П. (ред.). Советская Арктика.— М., 1970; Справочник по климату Антарктики.— Л., 1981.

Полярное сияние

Свечение, возникающее в верхних слоях земной атмосферы в арктических и антарктических областях, которое называется северным (рис. 1) и южным сиянием соответственно. Полярные сияния обычно ограничены северной и южной зонами, расположенными на расстоянии 20—25° от геомагнитных полюсов. Сильные полярные сияния иногда наблюдаются в средних широтах и сопровождаются изменениями магнитного поля Земли. Обычно нижний край сияния находится на высоте около 100 км, хотя иногда полярные сияния воз-

Рис. 1. Фотография северного сияния, сделанная в Колледже, Аляска. *(V. P. Hessler, University of Alaska)*

никают на бо́льших высотах (до 1000 км); вертикальные размеры сияний составляют 20—100 км.

Полярные сияния обычно желтовато-зеленые, что обусловлено запрещенным излучением атомарного кислорода с длиной волны 557,7 нм. Красный цвет очень высоких полярных сияний связан с излучением в линиях кислорода на 630,0 и 636,4 нм. Иногда высокие полярные сияния, наблюдаемые во время сумерек, бывают освещены Солнцем и кажутся фиолетовыми из-за флюоресценции в полосах N_2^+. Очень яркие сияния иногда наблюдаются на сравнительно малой высоте (до 65 км), и красный цвет их нижнего края объясняется излучениями N_2 и O_2^+. Ионизация атмосферы, связанная с полярными сияниями, часто вызывает аномальное отражение или поглощение радиоволн, проходящих через ионосферу.

ния вызываются возмущениями во внешней магнитосфере при взаимодействии ее с солнечным ветром. Вероятно, физический механизм, вызывающий инжекцию захваченной магнитным полем плазмы в атмосферу (что и приводит к возникновению яркого свечения), связан с какой-либо из известных плазменных неустойчивостей. Однако полного понимания этих процессов и «спусковых» механизмов, вызывающих высыпание частиц, пока еще нет.

Джозеф В. Чемберлен

Лит.: J. W. Chamberlain, *Physics of the Aurora and Airglow*, 1961; A. V. Jones, *Aurora*, 1974; A. Omholt, *Optical Aurora*, 1971.

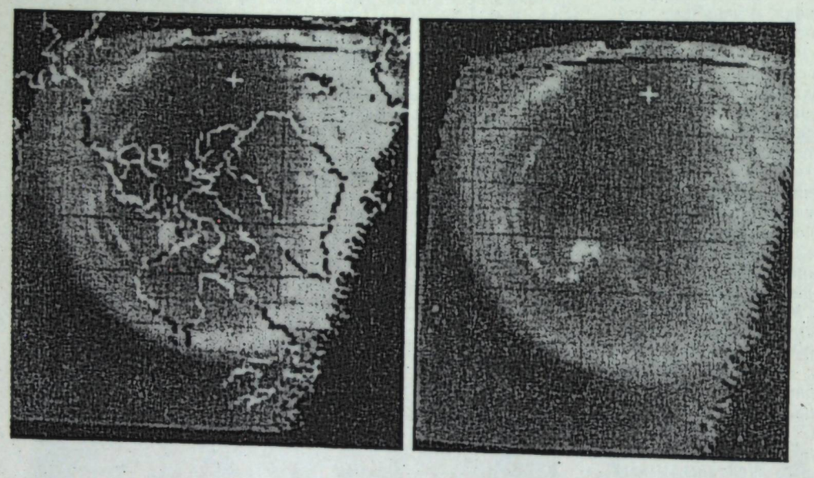


Рис. 2. Распределение полярных сияний в северной полярной шапке, полученное 22 декабря 1971 г. со спутника ISIS-2. *(Фото любезно предоставлено W. Sawchuk, University of Calgary)*

Вверху день, внизу ночь.

С помощью сети камер всего неба, созданной во время Международного геофизического года (1957-58 г.), было установлено, что полярные сияния часто простираются на тысячи километров вдоль кривой овальной формы с центром около геомагнитного полюса. Начиная с 1971 г. снимки со спутников позволили получать гораздо более полную картину глобального распределения сияний, чем раньше. Обычно яркие полярные сияния состоят из системы дуг, что хорошо видно на космических снимках (рис. 2). В полярных сияниях нередко развиваются быстрые боковые движения, возникают значительные усиления яркости и мерцающие вертикальные лучи. Эта активность обычно достигает максимума около полуночи, и на глобальных синоптических картах такие сияния имеют вид отдельных образований неправильной формы, простирающихся к полюсу от системы плавных дуг.

Значительная часть света, исходящего из полярных сияний, имеет характер слабого диффузного свечения. Оно может быть обнаружено путем фотосъемки с большой выдержкой ночного неба с помощью спектроскопа. Само свечение часто остается не замеченным наблюдателем на земной поверхности, поскольку оно не имеет определенных очертаний. На синоптических снимках со спутников диффузные полярные сияния имеют вид кольца вокруг ярких дуг полярных сияний, окружающих полярные шапки.

Полярные сияния возникают в результате бомбардировки разреженных слоев верхней атмосферы высокоэнергичными протонами и электронами. Это подтверждается тем, что длины волн излучения водорода в полярных сияниях обнаруживают доплеровский сдвиг, т. е. скорости вторгающихся атомов водорода должны составлять несколько тысяч километров в секунду. Вопрос о том, каким образом возникает эта бомбардировка, пока еще не решен. Поскольку появление полярных сияний связано с солнечной активностью, было принято считать, что авроральные частицы выбрасываются из Солнца за несколько суток до наступления сияния. Хотя эта гипотеза, вероятно, и справедлива, однако все же не совсем ясно, каким образом горячая плазма (т. е. газ, состоящий из электрически заряженных частиц) проходит через геомагнитное поле расстояние, равное нескольким радиусам Земли. Вполне возможно, что полярные сия-

Прикладная метеорология

Использование информации о погоде при решении оперативных задач промышленности, транспорта, сельского хозяйства и торговли с целью оптимизировать деловые операции с учетом погодных факторов. Информация о погоде может содержать данные о погоде в прошлом и в настоящий момент времени, прогноз ожидаемых погодных условий или сведения о закономерностях атмосферных процессов.

Если ранее в США в области прикладной метеорологии вели исследования в основном правительственные учреждения, то после второй мировой войны этими проблемами занимаются и неправительственные организации. В этот период постепенно расширяется сфера приложения метеорологической информации. Приведем некоторые примеры участия метеорологов в оперативном решении прикладных задач: метеорологи-профессионалы, работающие на радио и телевидении, объясняют населению прошедшие или прогнозируемые изменения погоды; синоптики совместно с диспетчерами воздушных линий разрабатывают оптимальные траектории полетов для того, чтобы избежать длительных простоев оборудования вследствие неблагоприятных погодных условий; специалисты по рассеянию примесей в атмосфере помогают проектировщикам в выборе такого местоположения новых электростанций, чтобы воздействие их на окружающую среду было минимальным; синоптики, обслуживающие судоходные линии, рекомендуют такие маршруты движения судов, которые помогают избежать штормов и сократить на несколько часов время пребывания торговых судов в пути; агрометеорологи помогают производственным фирмам дольше сохранять чувствительные к погоде продукты при их сбыте. Во многих случаях потребность в метеорологической информации настолько существенна, что ряд фирм создает собственные специальные оперативные подразделения для удовлетворения этой потребности.

Одна из специализированных консультативных служб дает прогнозы метелей с целью обеспечения движения транспорта по городским улицам, шоссе и особенно платным дорогам. На основании прогноза городская администрация планирует использование рабочей силы и оборудования в соответствии с продолжительностью метели и размерами охваченной ею территории. После прогноза времени начала метели консультирующая фирма обычно сообщает потребителю дополнительные сведения об интенсивности метели, скорости движения и ее общей продолжительности. Затраты таких консультативных метеорологических служб условно сопоставляют со стоимостью перестраховочных действий в случае осуществления лишь слабого снегопада и с убытками вследствие заносов улиц или шоссе, которых могло бы не быть, если бы оповещение было получено с заблаговременностью, достаточной для мобилизации дополнительного оборудования и рабочей силы.

Другой формой удовлетворения специальных запросов правительственных организаций является исследовательская работа метеорологов-профессионалов по контрактам. Примером таких исследований является определение повторяемости воздушных потоков, влияющих на распространение загрязнения атмосферы над большой территорией, что может быть связано с правительственной политикой регулирования загрязняющих атмосферу выбросов.

Исследования по контрактам заслуживают предпочтения в тех случаях, когда правительственной организации необходимо выполнение некоторой единовременной работы консультантами-метеорологами.

В связи с совершенствованием средств связи, использованием фотографий с метеорологических спутников и возрастающим объемом международной торговли в Соединенных Штатах торговым фирмам потребовались услуги консультантов-метеорологов. Так, знание текущих и недавних погодных условий над всеми районами мира, где выращивается пшеница, дает полезную информацию производителям, продавцам пшеницы и пользователям, позволяя установить рыночную цену на пшеницу еще задолго до сбора урожая.

Климатологические архивы могут быть эффективно использованы для определения вероятности возникновения экстремальных погодных условий. Такие архивы могут быть также применены при апостериорном анализе данных о продаже изделий, спрос на которые зависит от погоды. Например, когда над северными районами США в мае или июне наблюдается резкое повышение температуры, сразу же возрастает продажа комнатных кондиционеров воздуха. Серия таких жарких периодов обеспечивает успешный сезон для всех производителей кондиционеров. Наоборот, холодные май и июнь в тех же районах снижают спрос на такое оборудование до следующего сезона. Анализ погодных условий, имевших место в данный сезон, может помочь фирмам, производящим кондиционеры и торгующим ими, в планировании деятельности на последующие годы.

В США существуют самые разнообразные фирмы метеорологов-консультантов: от индивидуальных консультантов, работающих подобно индивидуальным инженерам-консультантам, до больших фирм, имеющих в своем штате около 100 метеорологов-профессионалов. В Профессиональном справочнике, опубликованном в начале 1979 г. в *Бюллетене Американского метеорологического общества*, названо 84 такие фирмы. В отличие от метеорологов, работающих в той или иной компании, большая часть этих фирм обслуживает не какого-либо одного, а множество различных потребителей. Около 10 % из общего числа 8000 метеорологов-профессионалов в США занято в различных отраслях прикладной метеорологии.

Мерой интереса к прикладной метеорологии в США может служить количество фирм — членов Американского метеорологического общества. Существует около 100 таких коллективных членов, включающих фирмы, занятые производством и продажей оборудования, коммунальными услугами и страхованием.

Метеорологические знания необходимы также в области активных воздействий на погодные процессы. В качестве примеров можно привести рассеяние туманов над некоторыми коммерческими аэропортами, а также воздействия, направленные на увеличение снегозапасов на западных склонах горных хребтов в Соединенных Штатах.

Юридическая метеорология, т. е. применение метеорологической информации в судебной деятельности, требует тщательного апостериорного анализа фактических данных. Так как несчастные случаи редко происходят в непосредственной близости к метеорологической станции, то при судебном разборе подобных случаев, так или иначе связанных с погодой, оказывается полезным мнение метеорологов-профессионалов. Некоторые метеорологи-консультанты занимаются исключительно составлением таких экспертно-свидетельских заключений, а многие уделяют этим вопросам только часть рабочего времени.

Национальная служба погоды США осознает важность роли метеорологов-профессионалов, обслуживающих промышленность. В Национальном управлении по исследованию океана и атмосферы специальный сотрудник по прикладной метеорологии занимается координацией усилий правительственной службы сбора метеорологической информации и многих потребителей такой информации как на основе текущих данных о погоде, так и при использовании архивных данных, хранящихся в Национальном климатическом центре. Оказывается также поддержка сотрудникам Национальной службы погоды в изучении запросов частных предпринимателей. Специалисты по прикладной метеорологии представляют собой совершенно необходимое звено в усилиях правительства по совершенствованию метеорологической службы с целью приближения ее к отраслям производства, которые зависят от погодных условий.

Создание специальных метеорологических приборов, приспособленных к нуждам производственных фирм, в частности приборов для измерения концентрации вредных примесей в воздухе, привело к более широкому использованию специалистов, которые устанавливают это измерительное оборудование и поддерживают его в рабочем состоянии. В настоящее время в США частные производственные фирмы закупают больше метеорологического оборудования, чем правительственные учреждения.

Для содействия развитию производственной метеорологии в США в 1968 г. была создана некоммерческая организация — Национальный совет специалистов по прикладной метеорологии. За последние три года члены этой организации обслужили 210 производственных фирм, 52 федеральных и штатных учреждения, 296 местных правительственных учреждений, а также выполнили 14 контрактов с университетами.

Комитет по прикладной метеорологии Американского метеорологического общества организует ежегодные конференции по прикладной метеорологии. Это общество утвердило также программу для аттестации метеорологов-консультантов, согласно которой их квалификация, опыт работы и соблюдение этических норм должны удовлетворять строгим стандартам. См. *Авиационная метеорология, Прогноз погоды, Сельскохозяйственная метеорология.*

Лорен У. Кроу

Лит.: *AMS Bull.*, vol. 59, no. 8, August 1978; W. J. Maunder, *The Value of Weather*, 1971; Papers presented at Session 4 of the 56th Annual Meeting of the American Meteorological Society, Philadelphia, Jan. 20, 1976, *AMS Bull.*, 57(11): 1318—1342, November 1976; J. A. Taylor (ed.), *Weather Forecasting for Agriculture and Industry: A Symposium*, 1972; J. C. Thompson and G. W. Brier, The economic utility of weather forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 83(11): 249—254, 1955.

Доп. лит.: Заварина М. В. Строительная климатология.— Л., 1976.

Приливы

Явления, возникающие в небесном теле под действием гравитационного поля другого тела. Любое тело во Вселенной возбуждает (в той или иной степени) приливы в любом другом теле. В статье обсуждаются приливы только на Земле, поскольку на любой другой планете они по существу имеют такую же природу. Иногда приливами называют колебания уровня моря, независимо от их происхождения. См. *Изменения уровня моря.*

Введение. Приливы на Земле вызываются силами притяжения Солнца и Луны, причем лунные приливы примерно в два раза больше солнечных. Влияние всех других небесных тел на приливы на Земле пренебрежимо мало. Приливообразующие силы вызывают напряжения во всех точках Земли и приводят к относительным движениям в твердом теле Земли, океане и атмосфере. Вращение Земли придает этим движениям периодический характер, причем основные периоды колебаний 12,42 и 12,00 ч равны соответственно половине средних лунных и солнечных суток.

В океане приливообразующие силы генерируют периодические приливные течения и колебания уровня. Эти явления важны для судоходства и поэтому интенсивно изучаются. Основная цель исследования приливов — предсказать изменение уровня моря и скорости течения в каком-

нибудь порту (или ином месте океана) в любой момент времени.

Проблема предсказания приливов может быть решена двумя способами. Поскольку относительные движения Земли, Луны и Солнца хорошо известны, можно с большой точностью определить приливообразующие силы на Земле в любой (прошедший или будущий) момент времени. Зная эти силы и используя методы классической механики и гидродинамики, можно найти приливные изменения уровня и скорости течения в произвольной точке океана. Такой теоретический метод предсказания приливов пока еще не привел к большим успехам главным образом в связи с трудностями, возникающими из-за сложной формы океанских бассейнов. Тем не менее использование вычисленных гидродинамических моделей (предложенных Богдановым, Грихалвой, Хансеном, Хендершоттом и Пекерисом) уже дало ряд удовлетворительных результатов и, несомненно, будет плодотворным в будущем.

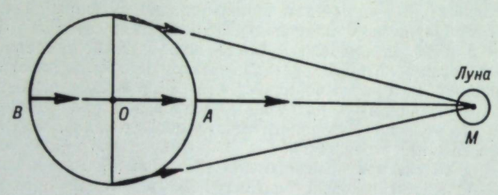


Рис. 1. Схема действия силы притяжения Луны на различные точки Земли.

Другой подход заключается в использовании имеющихся данных наблюдений за приливами в каком-нибудь пункте для предсказания местных приливов. Он уже дал практические результаты, хотя его применение невозможно в тех пунктах, где отсутствуют ряды наблюдений за приливами. Если при прогнозе используется гармонический анализ, то частоты приливных составляющих рассчитываются по известному движению системы Солнце—Земля—Луна. Амплитуды и фазы отдельных гармоник определяются по данным наблюдений. Реальный прилив воспроизводится путем суммирования необходимого числа гармонических составляющих. Этот метод прогноза приливов грубо можно представить как некоторую экстраполяцию вперед.

Манк и Картрайт для анализа и предсказания приливов предложили так называемый метод отклика. Он состоит в том, что имеющийся ряд наблюдений используется для определения некоторого численного оператора, который, будучи затем приложен к известным приливообразующим силам, в результате дает искомый прилив.

В дальнейшем в статье рассматриваются только лунные приливы. Разумеется, аналогичные рассуждения приложимы и к солнечным.

Приливообразующие силы. Если бы сила притяжения Луны действовала на все точки Земли одинаково, то не было бы никаких приливов. Однако существуют небольшие отличия в направлении и силе лунного притяжения при переходе от одной точки Земли к другой. Они и приводят к возникновению приливов.

Согласно закону всемирного тяготения, Луна действует на любую точку Земли с силой, направленной к центру Луны и обратно пропорциональной квадрату расстояния между центром Луны и рассматриваемой точкой. В точке A на рис. 1 Луна находится в зените, а в точке B — в надире. Очевидно, что сила лунного притяжения в точке A, направленная вверх, больше, чем сила в точке B, направленная вниз, так как первая точка расположена к Луне ближе, чем вторая. Это различие в силах создает напряжения, возникающие во всех частях Земли. Сила притяжения Луны может быть представлена в виде векторной суммы постоянной силы притяжения, приложенной к центру Земли, и малого отклонения от этой силы, меняющегося от точки к точке (рис. 2). Это малое отклонение называется приливообразующей силой. Постоянная составляющая силы притяжения полностью балансируется центробежной силой, вызванной ускорением Земли при ее орбитальном движении вокруг центра массы системы Земля—Луна, и не влияет на приливные явления.

Приливообразующая сила пропорциональна массе возмущающего тела (Луны) и обратно пропорциональна кубу расстояния до него. Последнее обстоятельство объясняет, почему лунные приливы в 2,17 раза больше солнечных, хотя сила гравитационного притяжения, убывающая пропорционально квадрату расстояния, в случае Солнца приблизительно в 180 раз больше, чем в случае Луны.

Приливообразующая сила, показанная на рис. 2, может быть представлена в виде градиента потенциала ψ приливообразующей силы, который определяется формулой

$$\psi = \frac{3}{2}\frac{\gamma M r^2}{c^3}\left(\frac{1}{3} - \cos^2\lambda\right), \qquad (1)$$

где λ — геоцентрический зенитный угол Луны в рассматриваемой точке, r — расстояние от точки до центра Земли, c — расстояние между центрами Земли и Луны, γ — гравитационная постоянная, M — масса Луны. В (1) опущены члены, содержащие более высокие степени малого отношения r/c.

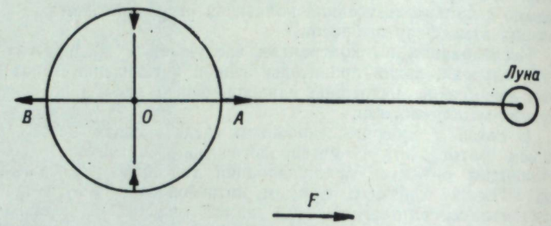


Рис. 2. Приливообразующая сила в различных точках Земли.

Векторная сумма приливообразующей силы и постоянной силы F (не меняющейся от точки к точке) равна силе притяжения, изображенной на рис. 1. Сила F компенсируется центробежной силой, вызванной орбитальным движением Земли.

Поскольку потенциал ψ зависит только от r и λ, он симметричен относительно оси системы Земля—Луна.

Для пояснения понятия потенциала приливообразующей силы рассмотрим, как реагировал бы на приливообразующую силу гипотетический «безынерционный» океан, покрывающий всю Землю. В состоянии равновесия свободная поверхность такого океана должна принять форму эквипотенциальной поверхности, определяемую как силой тяжести, так и приливообразующей силой. Ее форма определяется выражением

$$\bar{\zeta} = -\frac{\psi}{g} + \text{const}, \qquad (2)$$

где значения ψ относятся к поверхности Земли, g — ускорение свободного падения. Величина $\bar{\zeta}$ рассматриваемого гипотетического океана называется статическим приливом. Если статический прилив по всей Земле известен, то это полностью определяет потенциал приливообразующих сил (а значит, и сами приливообразующие силы) в любой точке как внутри Земли, так и на ее поверхности. Поэтому если упоминается статический прилив, то это означает, что речь идет также и о приливообразующих силах.

Гармонический анализ приливов. Статический прилив, определяемый соотношениями (1) и (2), имеет форму вытянутого сфероида, большая ось которого совпадает с осью системы Земля—Луна. Поскольку Земля вращается, характер обусловленных статическим приливом колебаний в отдельных точках земной поверхности не совсем очевиден. Для анализа приливных колебаний в той или иной точке зенитный угол Луны удобно выразить через географические координаты θ, φ (θ — дополнение широты до 90°, φ — долгота) рассматриваемой точки, склонение D и часовой угол Луны α (отсчитываемый на запад от Гринвичского меридиана). Тогда статический прилив может быть представлен как сумма трех членов:

$$\bar{\zeta} = \frac{3}{4}\frac{\gamma M}{g}\frac{a^2}{c^3}\Big[(3\sin^2 D - 1)\left(\cos^2\theta - \frac{1}{3}\right) + \sin 2D \sin 2\theta \cos(\alpha + \varphi) + \cos^2 D \sin^2\theta \cos 2(\alpha + \varphi)\Big], \qquad (3)$$

где a — радиус Земли.

Первое слагаемое в квадратных скобках в формуле (3) описывает приливы, симметричные относительно земной оси, так как они не зависят от долготы. Их временные вариации определяются медленными изменениями склонения Луны и расстояния до нее. Эти приливы называют долгопериодными. Они имеют форму сфероида, ось которого совпадает с земной осью, а степень сплющенности медленно и непрерывно меняется.

Приливы, описываемые вторым членом в (3), максимальны на меридиане возмущающего светила на 45° с. ш. и 45° ю. ш. и обращаются в нуль на меридианах, отстоящих на 90° от меридиана возмущающего светила. Сомножитель $\cos(\alpha+\varphi)$ означает, что они перемещаются на запад относительно Земли, и в любой географической точке полное колебание происходит за сутки (время, необходимое для увеличения α на 2π). Поэтому такие приливы называют суточными. Сомножитель $\sin 2D$ показывает, что суточные приливы обращаются в нуль в момент пересечения Луной экватора; они отсутствуют на экваторе и на полюсах (где $\sin 2\theta = 0$).

Наконец, третий член в (3) соответствует приливам, имеющим два максимума и два минимума на экваторе. Приливы такого рода также распространяются на запад относительно Земли, совершая полный оборот за одни сутки. Однако в любой точке в течение суток будет наблюдаться два полных колебания, что описывается сомножителем $\cos 2(\alpha+\varphi)$. Поэтому рассматриваемые приливы называют полусуточными. Полусуточные приливы обращаются в нуль на полюсах и имеют максимальную амплитуду на экваторе. Этот эффект описывается сомножителем $\sin^2\theta$.

Было установлено, что статический прилив удобно представлять как сумму членов тригонометрического ряда, называемых гармоническими составляющими, которые простым образом зависят от географических координат и периодически изменяются со временем. Такое представление легло в основу гармонического анализа приливов. Целый ряд приливных явлений может быть адекватно описан в линейном приближении, т. е. прилив может быть представлен как сумма отдельных гармоник. В этом состоит преимущество гармонического метода по сравнению с другими методами анализа приливов. Слагаемые в правой части уравнения (3) не описывают простые гармонические колебания. Параметры c и D меняются во времени. Точно так же из-за эллиптичности и другого рода возмущений лунной орбиты нелинейно меняется во времени и часовой угол α. На самом деле каждая из трех указанных составляющих может быть представлена в виде группы гармоник, которые одинаково зависят от географических координат, но имеют различные периоды, амплитуды и фазы.

Солнечные приливы анализируются аналогично лунным. В этом случае также возникают три вида приливов: долгопериодные, суточные и полусуточные. Статический прилив в произвольной точке Земли есть алгебраическая сумма лунного и солнечного приливов. В моменты времени, когда положения Солнца и Луны совпадают (новолуния и полнолуния), лунные и солнечные приливы усиливают друг друга. Такой суммарный прилив называется сизигийным. В сизигии главные лунная и солнечная составляющие синфазны. В квадратуры солнечный прилив до некоторой степени ослабляет лунный, причем главные лунная и солнечная гармоники находятся в противофазе. Соответствующий суммарный прилив называется квадратурным.

Суммарный статический прилив можно представить в виде:

$$\bar{\zeta} = H\Big[1/2\,(1 - 3\cos^2\theta)\sum_L f_l C_l \cos A_l + \sin 2\theta \sum_D f_l C_l \cos(A_l + \varphi) + \sin^2\theta \sum_S f_l C_l \cos(A_l + 2\varphi)\Big] \qquad (4)$$

где $H = 3\gamma M a^2/g\bar{c}^3 = 54$ см, $1/\bar{c}$ — среднее (по времени) значение $1/c$. В ряд (4) не включены гармоники, соответствующие более высоким степеням параллакса Луны (a/c), так как они по-разному зависят от широты. Однако вклад этих гармоник в суммарный прилив относительно невелик. Индексами L, D и S указано суммирование соответственно по долгопериодным, суточным и полусуточным составляющим. Символом C обозначены коэффициенты, постоянные для каждой составляющей. По их величине можно судить о значимости любой гармоники. В случае «чисто спектрального» анализа приливных составляющих (например, выполненного Дудсоном в 1921 г.) части аргументов, обозначенные буквой A, растут линейно со временем, а все нодальные параметры f равны единице. «Почти спектральный» анализ, выполненный Дарвином в 1882 г., показал, что амплитуды и фазы отдельных гармоник медленно изменяются с 19-летним нодальным (лунным) периодом. Эти медленные вариации учитываются с помощью нодальных параметров f. В данном случае значением A_t также растут приблизительно линейно со временем. Таблицы, приведенные в *U. S. Coast and Geodetic Survey Spec. Publ., no. 98*, позволяют вычислить фазу любой из рассчитанных Дарвином гармоник в произвольный момент времени. В них также приведены значения нодальных параметров для каждого года.

Несмотря на множество преимуществ «чисто спектрального» анализа, метод Дарвина все еще широко используется. Согласно классификации Дарвина, каждая гармоника обозначается некоторым символом с нижним индексом, принимающим значения 0, 1 и 2. Последние отвечают соответственно долгопериодным, суточным и полусуточным гармоникам. Несколько наиболее важных приливных гармоник, рассчитанных Дарвином, приводятся в таблице.

Приливные гармоники (по Дарвину)

Гармоники	Частота, °/ч	Коэффициент
Долгопериодные		
Mf (лунная деклинационная)	1,098	0,157
Ssa (солнечная деклинационная)	0,082	0,073
Суточные		
K_1 (лунно-солнечная деклинационная)	15,041	0,530
O_1 (главная лунная)	13,943	0,377
P_1 (главная солнечная)	14,959	0,176
Полусуточные		
M_2 (главная лунная)	28,984	0,908
S_2 (главная солнечная)	30,000	0,423
N_2 (большая лунная эллиптическая)	28,440	0,176
K_2 (лунно-солнечная деклинационная)	30,082	0,115

Периоды всех полусуточных гармоник группируются около 12 ч, а суточных — около 24 ч. Это связано с тем, что Земля вращается вокруг своей оси намного быстрее, чем Луна вращается вокруг Земли, а Земля — вокруг Солнца. Главная лунная полусуточная гармоника M_2 осциллирует на фоне других гармоник, в результате чего формируется некоторая модулированная полусуточная волна, амплитуда которой зависит от фазы Луны, расстояния до нее и других факторов. Аналогично, амплитуда модулированной суточной волны зависит от склонения Луны и Солнца, а также от фазы Луны. Так, сизигийный прилив (в новолуние или полнолуние) служит доказательством того, что в этот момент гармоники M_2 и S_2 совпадают по фазе, усиливая друг друга. Во время квадратурного прилива гармоники M_2 и S_2 находятся в противофазе и ослабляют друг друга.

Приливы в океане. Приливы в реальном океане заметно отличаются от статического прилива. Этот факт не покажется удивительным, если вспомнить, что статический прилив рассчитывается в предположении об отсутствии сил инерции в океане. Силы инерции несущественны, если периоды всех свободных колебаний в океане малы по сравнению с периодами приливообразующих сил. На самом деле в океане есть свободные колебания (обычные гравитационные сейши), периоды которых близки к суткам, а также, возможно, колебания (планетарные моды), имеющие периоды порядка нескольких суток. Для долгопериодных гармоник наблюдаемый прилив должен быть близок к статическому, однако это с трудом поддается проверке, поскольку амплитуды долгопериодных составляющих прилива обычно невелики по сравнению с амплитудами колебаний неприливного происхождения.

В большинстве районов открытого океана и у берегов уровень изменяется регулярно. Максимум обычно отмечается дважды в течение лунных суток, причем эти моменты совпадают с прохождением Луны через меридиан. Интервал времени между прохождением Луны через меридиан и последующим наступлением полной воды называется време-

нем наступления лунного прилива. Разность уровней соседних полной и малой вод, называемая величиной прилива, максимальна после новолуний и полнолуний и минимальна после первой и последней четвертей Луны. Это объясняется усилением и ослаблением статического прилива соответственно в сизигии и квадратуры. Величина прилива немного больше после перигея (когда Луна расположена на минимальном расстоянии от Земли) и меньше после апогея (когда Луна максимально удалена).

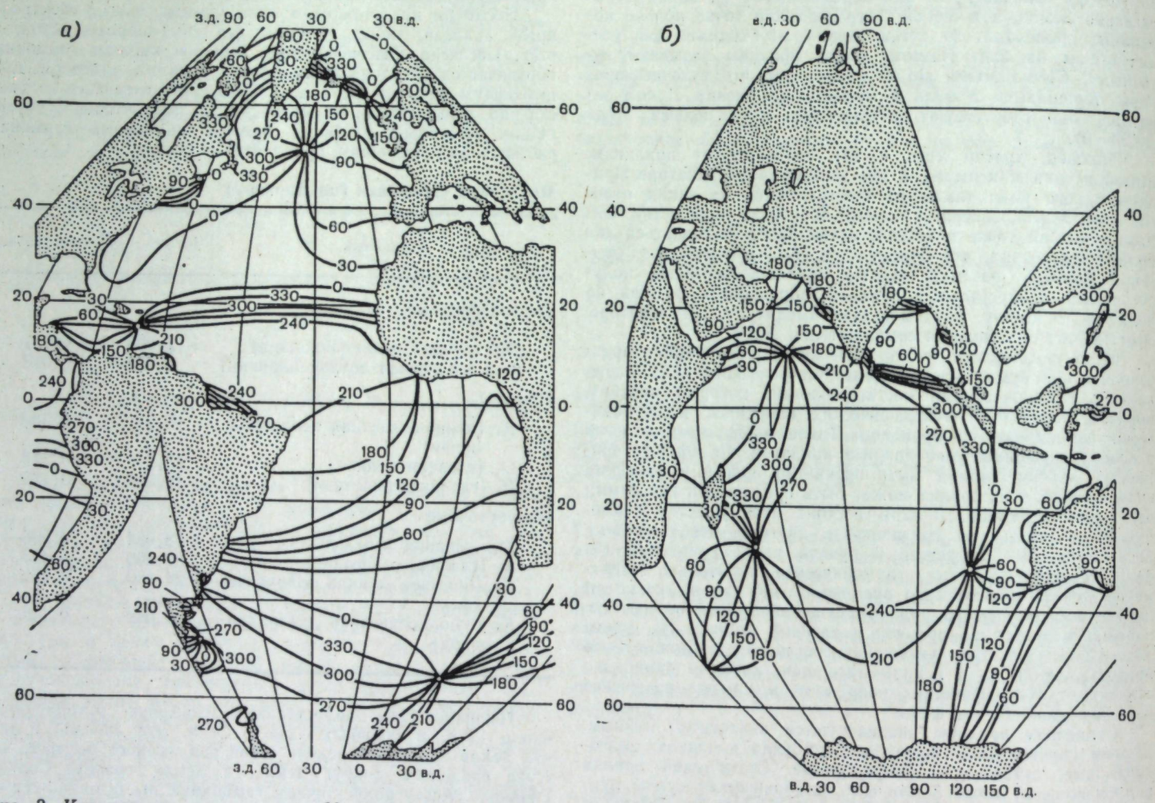


Рис. 3. Котидальная карта волны M_2 в Атлантическом (*а*) и Индийском (*б*) океанах. *(G. Dietrich, Veroeff. Inst. Meeresk., n. s. A, Geogr.-naturwiss. Reihe, no. 41, 1944)*

Описанная ситуация наблюдается там, где доминируют полусуточные приливы. Во многих других пунктах одна из двух наблюдаемых в течение каждых лунных суток полных вод выше другой. Указанный эффект, известный под названием суточного неравенства, отражает наличие существенных суточных изменений приливных колебаний. Приливы такого типа называют смешанными. В ряде мест в течение лунных суток наблюдается только одна полная и одна малая вода, т. е. преобладают суточные приливы.

Как данные наблюдений, так и теоретические представления свидетельствуют о возможности при анализе океанских приливов ограничиться линейным приближением. Поэтому любую гармонику из ряда (4) можно рассматривать отдельно. Каждая гармоника потенциала приливообразующих сил индуцирует в океане приливное колебание. Реальный океанский прилив есть сумма отдельных приливных колебаний. Более того каждая составляющая океанского прилива представляет собой гармоническое (синусоидальное) колебание. Если амплитуда гармоники статического прилива осциллирует с нодальным периодом, то амплитуда соответствующей составляющей океанского прилива испытывает пропорциональные колебания.

С учетом сказанного приливные изменения уровня океана можно представить в виде

$$\zeta = \sum f_i h_i \cos(A_i - G_i), \qquad (5)$$

где $h_i(\theta, \varphi)$ и $G_i(\theta, \varphi)$ — соответственно амплитуда и фаза приливной гармоники. Последняя выражается обычно как время наступления полной воды относительно момента кульминации светила на Гринвичском меридиане. При суммировании в (5) должны быть учтены все возможные гармоники. Величины f и A имеют тот же смысл, что и в выражении (4) для статического прилива; их значения находятся по астрономическим данным.

Для определения приливных изменений уровня всего Мирового океана в произвольный момент времени необходимо построить карты изоамплитуд и котидальные карты для всех значимых приливных составляющих. Построение таких карт полностью решило бы проблему прогноза приливов. Было сделано много попыток построить котидальные карты для Мирового океана. Наиболее известными из них являются карты Уейвелла (1833), Харриса (1904), Штернека (1920) и Дитриха (1944). Все они основаны на тех или иных простых теоретичесиих представлениях и небольшом числе данных наблюдений.

На рис. 3 и 4 представлена котидальная карта волны M_2 в Мировом океане, построенная Дитрихом. Каждая кривая на этой карте проходит через точки с одинаковым временем полной воды, которое дано как фаза (в градусах) волны M_2. Характерная особенность котидальных карт — наличие точек, через которые проходят все котидальные линии. Такие точки называются амфидромическими. В них амплитуда рассматриваемой гармоники должна обращаться в нуль. Существование амфидромий, т. е. волн с узловыми линиями, вращающимися с периодом прилива вокруг определенных (амфидромических) точек, было подтверждено теоретическими исследованиями приливов в океанских бассейнах, имеющих простую геометрическую форму. Механизм образования амфидромий в конечном счете связан с вращением Земли и силой Кориолиса.

Амплитуды $h(\theta, \varphi)$ приливных гармоник изменяются, как правило, закономерно на большей части поверхности океана, принимая большие значения в одних обширных областях и малые — в других. Однако в некоторых областях (во всяком случае вдоль океанских побережий) на закономерные изменения амплитуд дополнительно накладываются мелкомасштабные нерегулярности. Возможно, что эти нерегулярности — просто иллюзия, связанная с тем, что в одних случаях измерения выполняются у открытого побережья, а в других — в эстуариях или выше устьев рек. Действительно, хорошо известно, что фаза и амплитуда прилива быстро изменяются по мере распространения приливной волны вверх по реке. См. *Речные приливы.*

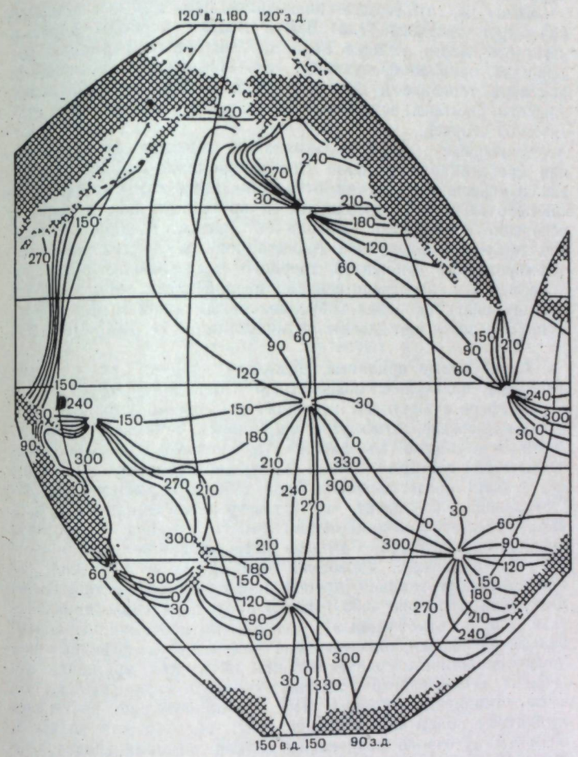


Рис. 4. Котидальная карта волны M_2 в Тихом океане. *(G. Dietrich, Veroeff. Inst. Meeresk., n. s. A, Geogr.-naturwiss. Reihe, no. 41, 1944)*

Величина прилива в океане изменяется в широких пределах. Наиболее значительные приливы встречаются в зал. Фанди, где они превышают 15 м. В некоторых районах Средиземного моря, Северного Ледовитого океана и южной части Тихого океана величина прилива никогда не превышает 0,6 м.

Приливы в небольших окраинных морях и заливах могут заметно отличаться от приливов в соседних областях океана, причем в таких местах часто наблюдаются резонансные явления. Периоды свободных колебаний жидкости в бассейне определяются конфигурацией береговой линии и рельефом дна. Если какой-нибудь из этих периодов оказывается близким к периоду того или иного компонента приливообразующих сил, прилив в бассейне может существенно усиливаться. Примером такого эффекта служат приливы в зал. Фанди. Здесь период резонанса близок к 12 ч, и именно поэтому полусуточная составляющая прилива велика. В то же время суточные приливы в зал. Фанди и прилегающих к нему районах океана различаются незначительно. См. *Сейши.*

В озерах и других полностью замкнутых бассейнах периоды свободных колебаний обычно много меньше периодов приливообразующих сил. Поэтому приливы в них являются статическими. Поскольку общий объем воды в озере не испытывает приливных колебаний, то среднее значение уровня остается постоянным. Изменения уровня озера определяются приливообразующими силами. Они, как правило, очень малы и не превышают для маленьких озер долей миллиметра.

Приливные течения. Поскольку зональная и меридиональная составляющие скорости приливного течения, так же как и уровень, зависят от приливообразующих сил линейно, при их анализе могут быть использованы те же самые методы, что и в случае приливных изменений уровня. Компоненты скорости приливного течения представляются в виде тригонометрических рядов, аналогичных ряду (5). Каждый член любого из этих рядов характеризуется амплитудой и фазой, зависящими от географических координат. Следует отметить, что модуль скорости приливного течения и угол, определяющий его направление, не могут быть представлены подобным образом, так как они зависят от приливообразующих сил нелинейно.

Только в редких случаях оба компонента скорости приливного течения колеблются точно в фазе (или в противофазе). Иными словами, вектор скорости приливного течения в океане, как правило, вращается. Буйки или какие-нибудь другие плавающие предметы описывают в приливном потоке траектории, похожие на фигуры Лиссажу. В узких каналах важен только продольный компонент скорости. Для тех из них, где осуществляется интенсивное судоходство, а также для входов в порты иногда дается прогноз скорости приливного течения и высоты прилива.

В системе координат, связанной с вращающейся Землей, на любую движущуюся частицу жидкости действует так называемая сила Кориолиса, направленная перпендикулярно к вектору скорости движения частицы. В северном полушарии сила Кориолиса направлена вправо от вектора скорости течения, тогда как горизонтальная составляющая приливообразующей силы обычно вращается по часовой стрелке. В результате совместного действия этих двух сил вектор скорости приливного течения в открытом океане вращается по часовой стрелке в северном полушарии (и против часовой стрелки — в южном). Однако это не всегда так. В общем случае при определении направления вращения вектора скорости приливного течения следует учитывать все силы, влияющие на формирование приливов в океане. См. *Ускорение и сила Кориолиса.*

Вертикальное распределение скорости приливного течения в океане известно не очень хорошо. Принято считать, что при нейтральной стратификации и отсутствии придонного трения скорость приливного течения остается постоянной по глубине в пределах всей толщи океана. В стратифицированном океане изменение скорости с глубиной связано с внутренними волнами. Согласно данным наблюдений, выполненных на заякоренных или дрейфующих судах, в океане часто отмечаются периодические изменения вертикальной термической структуры приливного происхождения. См. *Внутренние волны.*

Динамика океанских приливов. Основы динамической теории приливов в океане были заложены еще Лапласом в XVIII в. При выводе уравнений динамики приливов традиционно используются следующие предположения: 1) океан однороден по плотности; 2) отношение вертикального масштаба движения к горизонтальному мало; 3) справедливо квазистатическое приближение, в силу которого давление в любой точке жидкости равно массе столба жидкости единичной площади, находящегося над данной точкой; 4) силы трения пренебрежимо малы; 5) Земля представляет собой абсолютно твердое тело (т. е. земные приливы отсутствуют), а приливы в океане не изменяют гравитационного поля Земли; 6) приливные изменения уровня малы по сравнению с глубиной океана.

Можно показать, что если выполнены условия 1 и 3, то компоненты скорости приливного течения постоянны по глубине. Однако факт постоянства скорости по глубине не всегда наблюдается в реальном океане. Отсюда следует, что теория Лапласа не учитывает внутренних волновых мод. Тем не менее решение приливных уравнений Лапласа содержит, по-видимому, все основные моды приливных колебаний.

В соответствии с динамической теорией приливные колебания в океане в любой момент времени определяются приливообразующими силами и формой океанского бассейна. В ней используются следующие уравнения: 1) уравнение неразрывности, согласно которому изменение массы вертикального столба жидкости в единицу времени равно массе жидкости, втекающей или вытекающей из столба за единицу времени; 2) уравнения движения, выражающие тот факт, что ускорение жидкой частицы единичной массы равно сумме действующих на нее сил. С учетом указанных выше предположений уравнение неразрывности записывается в виде

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{1}{a \sin\theta}\left[\frac{\partial}{\partial \theta}(ud \sin\theta) + \frac{\partial}{\partial \varphi}(\theta d)\right], \qquad (6)$$

а уравнения движения (в неинерциональной системе отсчета, связанной с вращающейся Землей) принимают вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v \cos\theta = -\frac{g}{a}\frac{\partial}{\partial\theta}(\zeta - \bar{\zeta}),$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u \cos\theta = -\frac{g}{a}\operatorname{cosec}\theta\frac{\partial}{\partial\varphi}(\zeta - \bar{\zeta}), \qquad (7)$$

где $d = d(\theta, \varphi)$ — глубина океана, ω — угловая скорость вращения Земли, u и v — соответственно зональный и меридиональный компоненты скорости приливного течения. Все остальные обозначения определены ранее.

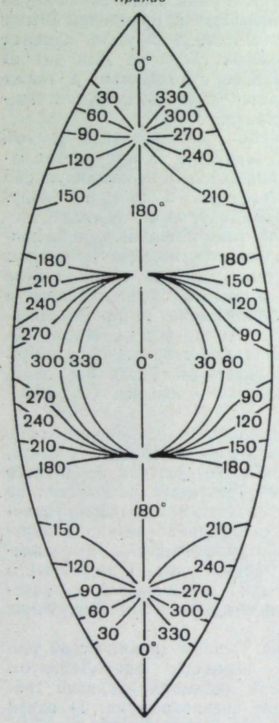


Рис. 5. Котидальная карта волны K_2 в гипотетическом океане постоянной глубины, ограниченном двумя меридианами, отстоящими друг от друга на 70°. *(J. Proudman and A. T. Doodson, from A. T. Doodson and H. D. Warburg, Admiralty Manual of Tides, London, 1941)*

Не исключено, что точное решение уравнений (6), (7) из-за сложной формы береговой линии и рельефа дна океана никогда не будет получено. Однако анализ уравнений (6) и (7) помогает понять природу приливов. Например, очевидно, что если на океан действуют сразу несколько составляющих, то создаваемый ими прилив равен сумме приливных волн, возбуждаемых каждой составляющей в отдельности. Это свойство приливов (линейность) — прямое следствие предположения (6). В ряде мелководных областей океана приливные волны заметно искажаются по сравнению с волнами в открытом океане, что не является неожиданным, так как на мелководье условие (6) нарушается. Обычно считается, что такие нелинейные искажения обусловливаются возбуждением так называемых мелководных составляющих прилива, частоты которых близки к частотам гармоник потенциала приливообразующих сил. В некоторых районах при расчете приливов следует учитывать нелинейные эффекты, ибо в противном случае возможны большие расхождения между результатами расчетов и данными наблюдений. Ряд решений уравнений (6) и (7) получен для гипотетического океана, имеющего простую геометрическую форму. Лапласом была решена задача о приливах в океане постоянной глубины, покрывающем весь земной шар. Несколько решений было получено для океана постоянной глубины, ограниченного двумя меридианами. Результаты одного из этих решений, принадлежащего Праудмену и Дудсону, приведены на рис. 5 в виде котидальной карты волны K_2 в океане, глубина которого равна 4430 м, а протяженность в зональном направлении составляет 70°. Волна K_2 была вычислена как наиболее простая, однако в случае волны M_2 картина должна быть совершенно аналогичной. При сравнении рис. 5 с котидальной картой Атлантического океана (рис. 3) заметного сходства между ними не обнаруживается, за исключением общего характера расположения амфидромических систем.

Приливы в твердом теле Земли. Твердая часть Земли, так же как и океан, подвергается периодическим деформациям, вызванным приливообразующими силами. См. *Земные приливы.*

Известно, что самые низкочастотные моды свободных колебаний твердого тела Земли имеют периоды порядка часа, что много меньше периодов основных гармоник потенциала приливообразующих сил. Поэтому в отличие от приливов в океане и атмосфере, где необходимо учитывать инерцию системы, земные приливы могут описываться статической теорией.

Связанные с земными приливами периодические изменения гравитационного поля Земли проявляются, во-первых, как изменения положения отвесной линии относительно какой-либо отсчетной поверхности и, во-вторых, как изменения ускорения свободного падения в рассматриваемой точке. Эти эффекты вызываются гравитационным притяжением деформированных элементов твердого тела Земли, океана и атмосферы и непосредственным воздействием приливообразующих сил. Ускорения, обусловленные приливными деформациями, достигают десятков микрогалов (1 гал$=10^{-2}$ м$\times$ $\times$с$^{-2}$).

Атмосферные приливы. Поскольку воздух, как и другие вещества, подвержен воздействию гравитационных сил, то в атмосфере существуют приливы, во многом схожие с приливами в океане. Атмосферные приливы проявляются, в частности, как малые колебания атмосферного давления. Эти флуктуации давления, как и в случае океанских приливов, могут быть представлены в виде суммы гармонических составляющих, и, значит, на атмосферные приливы могут быть перенесены стандартные методы анализа и прогноза приливных колебаний. Согласно данным наблюдений в ряде пунктов, амплитуда колебаний атмосферного давления, соответствующих главной лунной полусуточной составляющей M_2, равна примерно 0,03 гПа. В последние годы динамическая теория атмосферных приливов интенсивно разрабатывалась. Уравнения, описывающие динамику атмосферных приливов, аналогичны уравнениям для океанских приливов. Колебания атмосферного давления, соответствующие волне S_2, имеют амплитуды около 1 гПа, что значительно превышает амплитуду волны M_2. Это связано с тем, что для волны S_2 эффекты суточного нагревания велики по сравнению с эффектами гравитации. Если бы дело было только в суточном нагревании, то для составляющей S_1 можно было бы ожидать даже бóльшего эффекта, чем для волны S_2. Тот факт, что в действительности S_2 больше S_1, обычно связывают с усилением S_2 в результате резонанса, возникающего на периодах, близких к 12 ч. См. *Динамика верхней атмосферы.*

Анализ и предсказание приливов. Временно́е и пространственное распределение приливообразующих сил на Земле точно известно по астрономическим данным. Однако с помощью современных гидродинамических моделей приливы в Мировом океане не могут быть воспроизведены достаточно детально в связи со сложным характером реакции океана на приливообразующие силы и сложной формой океанского бассейна. Поэтому на практике обычно используют методы, основанные на рядах данных наблюдений в той или иной рассматриваемой точке.

Процедура прогноза одинакова для любых характеристик прилива, линейно зависящих от приливообразующих сил: будь то атмосферное давление, компоненты смещения земной поверхности, составляющие скорости приливного течения и т. п. При использовании гармонического метода частоты (или периоды) приливных гармоник определяются по астрономическим данным, а амплитуды и фазы (гармонические постоянные) рассчитывают по данным наблюдений. Если указанные величины известны, то значение какой-нибудь характеристики прилива в рассматриваемой точке в любой прошедший или будущий момент времени определяется формулой (5), где h_i — амплитуды данной характеристики. В последующем обсуждении в качестве примера рассматриваются приливные колебания уровня океана, так как наиболее часто прогнозируется именно эта характеристика. Процедура расчета в целом одинакова для любой из гармоник прилива, однако она наиболее проста и наглядна в случае последовательности гармоник S_1, S_2, S_3, ..., периоды которых кратны 24 ч. Предположим, что значения уровня в 1 ч осреднены по всем суткам, в течение которых регистрировались

приливные колебания. Пусть аналогичная процедура проделана также для 2, 3 ч и далее для всех часов суток. Тогда 24 полученных значения уровня аппроксимируют его среднее (по периоду наблюдений) суточное колебание. Любая гармоника, период которой не кратен 24 ч, будет вносить очень малый вклад в среднее значение уровня в 1 ч, поскольку фазы таких гармоник изменяются от одних суток к другим, и, значит, в случае длинного ряда наблюдений их средние значения близки к нулю. То же самое можно сказать и относительно любого другого часа суток. Следовательно, средние суточные колебания гармоник, периоды которых не кратны 24 ч, малы. Чем длиннее ряд наблюдений, тем меньший вклад вносят в суточное колебание указанные гармоники. Производя гармонический анализ среднего суточного колебания, можно рассчитать амплитуды и фазы всех определяющих его гармоник.

Такая же процедура используется для расчета любой другой составляющей прилива, т. е. каждый раз период наблюдений делится на последовательность временны́х интервалов, продолжительность каждого из которых равна периоду рассматриваемой составляющей (или удвоенному периоду в случае полусуточного прилива). Если данные наблюдений заносятся в таблицы каждый солнечный час, то возникают определенные трудности, связанные с тем, что периоды анализируемых составляющих не точно кратны средним солнечным суткам. Это затруднение преодолевается путем использования табулированного значения уровня в момент времени, ближайший к заданному, и последующей компенсацией возникающих ошибок за счет введения поправочного множителя.

Так как длина ряда наблюдений всегда конечна, то гармонические постоянные какой-нибудь составляющей прилива, рассчитанные указанным выше способом, в какой-то степени искажены эффектами других составляющих. В первом приближении коррекция гармонических постоянных может быть выполнена просто путем исключения указанных эффектов. Однако более точный метод состоит в том, чтобы принять длину выборки равной синодическому периоду двух (или бóльшего числа) главных приливных составляющих. Разумеется, чем длиннее ряд наблюдений, тем лучше. Стандартные длины выборок составляют 29, 58, 369 сут и т. д.

Нецелесообразно определять гармонические постоянные негла́вных составляющих прилива по описанному выше методу в том случае, если ошибки исходных данных того же порядка, что и амплитуды анализируемых приливных колебаний. Если принять, что частота приливных колебаний в океане далека от резонансной, то можно ожидать, что амплитуда H каждой составляющей примерно пропорциональна теоретическому значению коэффициента C, тогда как фаза G в любой точке равна фазе статического прилива. Иными словами, для полусуточного прилива X должно выполняться следующее соотношение:

$$\frac{H(X)}{C(X)} = \frac{H(M_2)}{C(M_2)}, \quad G(X) = G(M_2). \qquad (8)$$

Здесь прилив X соотносится с волной M_2 по той причине, что последняя является одной из главных составляющих прилива, гармонические постоянные которой могут быть определены наиболее точно. Вместо M_2 может быть использована любая другая главная составляющая. Расчет гармонических постоянных негла́вных составляющих прилива на основании уравнения (8) иногда предпочтительнее, чем прямая оценка. Следует помнить, что составляющая, принадлежащая некоторой частотной полосе, не может быть определена по составляющей из другой частотной полосы, так как соответствующие гармоники потенциала приливообразующих сил по-разному зависят от географических координат, и, значит, в этом случае не существует общей связи вида (8).

Если гармонические постоянные определены, то значения уровня находятся по формуле (5) чаще всего с помощью специальной «машины для предсказания приливов». Разумеется, для расчетов могут быть использованы любые другие вычислительные устройства. При прогнозе обычно публикуются только время и высоты полной и малой воды.

Приливное трение. Знание диссипации приливной энергии важно при изучении планетарного движения Земли, поскольку диссипация приливной энергии является тем механизмом, посредством которого момент количества движения может передаваться от одних видов движения к другим. Значительное количество приливной энергии диссипирует в океане, а также, вероятно, в твердом теле Земли. В 1952 г. Джеффрис оценил, что на диссипацию расходуется около половины энергии океанских приливов. Большая часть диссипации приливной энергии в океане обусловливается придонным трением в приливных течениях и приходится на мелководные моря и зону шельфа. Скорость диссипации настолько велика, что должна заметно влиять на приливы в океане.

Если скорость собственного вращения планеты больше, чем угловая скорость обращения спутника планеты вокруг нее (как это имеет место в системе Земля—Луна), то диссипация приливной энергии всегда замедляет вращение планеты, причем скорость обращения спутника по орбите изменяется так, что момент количества движения всей системы сохраняется. Влияние притяжения Луны на приливные деформации поверхности Земли приводит к возникновению момента сил между Землей и Луной, который замедляет вращение Земли. Таким образом, приливное трение приводит к увеличению продолжительности суток, расстояния между Землей и Луной и продолжительности лунного месяца, однако эти изменения происходят крайне медленно. По оценкам, за счет приливного трения (а также других факторов) за последние 120 тыс. лет продолжительность суток увеличилась на 1 с.

Гордон У. Гроувз

Лит.: A. Defant, *Ebb and Flow: The Tides of Earth, Air, and Water*, 1958; J. J. Dronkers, *Tidal Computations and Coastal Waters*, 1964; H. Lamb, *Hydrodynamics*, 6th ed., 1945; P. Schureman, *A Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides*, U. S. Coast and Geodetic Survey Spec. Publ. no. 98, 1941.

Доп. лит.: Марчук Г. И., Каган Б. А. Океанские приливы.— Л., 1977.

Прогноз погоды

Предсказание будущих характеристик погоды на основе экстраполяции метеорологических условий в настоящий момент и в предшествующий период. Для успешного прогнозирования погоды нужно иметь информацию об исходном состоянии атмосферы, знать физические законы, которым подчиняются процессы в атмосфере; необходимы также технические средства для быстрой передачи метеорологической информации и выполнения соответствующих расчетов. История развития методов прогноза погоды может быть прослежена по тем нововведениям, которые постепенно появлялись в каждой из указанных областей. О науках об атмосфере см. *Атмосфера, Метеорология.*

Статья состоит из пяти разделов. В первом разделе основное внимание уделено состоянию проблемы прогнозирования в целом, в особенности прогнозу на короткие сроки, т. е. до 48 ч. Второй раздел посвящен статистическим методам прогноза. В третьем разделе изложены основы развивающихся в настоящее время численных методов прогноза. В четвертом разделе рассматриваются проблемы долгосрочного прогноза. В последнем разделе дано краткое описание деятельности прогностических центров, в которых обрабатываются данные наблюдений. О метеорологических наблюдениях и о методах сбора данных см. *Метеорологическая станция, Метеорологические приборы.*

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Информация о состоянии атмосферы существенно расширилась начиная с 1939 г., когда требования авиации во время второй мировой войны привели к созданию сети станций радиозондирования и к развитию систем разведки погоды. К этим средствам добавились радарные установки, ракеты и спутники. После нанесения информации на карты погоды метеоролог получает трехмерную структуру атмосферы. Совокупности таких карт, построенных через интервалы времени, равные 6, 12 или 24 ч, позволяют получить путем анализа изменений ветра, давления, температуры, влажности, облачности, осадков, дальности видимости представление о развитии погодных процессов. Эти карты дают возможность анализировать длинноволновые образования, важные для долгосрочного прогноза погоды, линейные размеры которых составляют 10^3—10^4 км, движущиеся циклоны и антициклоны, характерные размеры которых составляют 10^2—10^3 км, а также метеорологические характеристики, осредненные по территориям с площадями порядка 10^4 км^2. Погодные условия над океанами, а также в полярных и тропических районах описываются с меньшей детализацией. Мелкомасштабные процессы, такие, как, например, бризы, горно-долинные ветры, конвективные ливни, не могут быть

отражены на обычных картах погоды, но могут изучаться на основе данных специальной густой сети наблюдательных станций. Наблюдения с помощью радаров позволяют получить детализированную картину осадков по площадям порядка 10^4 км^2.

Существенный прогресс в получении данных наблюдений наметился начиная с 1960 г. в связи с поступлением информации со спутников. Помимо фотографий облачности спутники позволяют получить важную информацию о распределении ветра, температуры и других метеорологических элементов в глобальном масштабе. См. *Метеорологические спутники.*

Методы прогноза. Прогноз погоды осуществляется различными методами, которые могут быть разделены на две группы.

Полуэмпирические методы. Начальный шаг в прогнозировании заключается в анализе исходной информации с целью создания динамически разумных моделей отдельных атмосферных процессов (лучший тому пример — модель полярного фронта Бьеркнеса и Сульберга). Используя методы экстраполяции предшествующей тенденции развития процесса, качественные физические соображения, а также сведения о процессах, протекавших при аналогичных ситуациях в прошлом, прогнозист оценивает такие важные характеристики будущей погоды, как положение и интенсивность циклонов, антициклонов, фронтов, высотных ложбин и гребней и т. д. На этом этапе могут применяться также некоторые теоретические формулы. Однако упрощающие предположения, вводимые при их практическом использовании, не всегда приводят к хорошим результатам. Указанные прогнозы служат основой для прогнозирования облачности, осадков, температуры. При этом опять-таки используются некоторые модели и учитываются такие факторы, как адвекция, радиация, влияние орографии и ожидаемые изменения устойчивости атмосферы.

Дальнейший прогресс в развитии указанных методов прогнозирования ограничен, во-первых, вследствие их полуэмпирического характера и, во-вторых, вследствие того, что количество поступающей в настоящее время метеорологической информации очень велико, и поэтому лишь часть ее может быть использована в упомянутых методах прогноза. Вопрос селективного выбора информации становится в некотором смысле личным делом каждого отдельного прогнозиста.

Численные методы. Увеличение числа метеорологических станций и появление высокоскоростных ЭВМ в значительной степени стимулировало исследования, позволившие перейти от качественного этапа в прогнозировании погоды к количественному, при котором прогноз получается путем вычислений, основанных на физических принципах. Эти методы обсуждаются в разделе, посвященном численному и статистическому прогнозам погоды.

Крупномасштабные образования в атмосфере наиболее точно предсказываются с помощью численных методов. Кроме того, численные методы прогноза облачности, осадков, ветра и температуры постепенно вытесняют старые качественные методы их прогноза.

Оценки прогнозов. Для того чтобы проанализировать точность прогнозов погоды, необходимо вначале исследовать статистическую структуру полей прогнозируемого элемента. Осадки, даже выпадающие на большой территории, редко бывают однородны по интенсивности. Мелкомасштабные конвективные ливни, которые быстро возникают и исчезают, часто включаются в общие данные по осадкам (в виде дождя или снега), что приводит к значительным вариациям осадков на расстояниях порядка 10 км и во временных интервалах менее 1 ч. При ливнях и грозах, связанных с холодными фронтами, отмечается максимальная изменчивость осадков во времени и в пространстве. По существу неупорядоченное поведение этих явлений создает главную трудность при их прогнозировании. Следовательно, прогноз должен давать интенсивность осадков в широком диапазоне для того, чтобы охватывать вероятную их изменчивость на площадях порядка 10^4 км. В тех случаях, когда локальная изменчивость осадков связана с влиянием орографии, результаты могут иметь более детерминированный характер.

В противоположность изменчивости осадков отдельные турбулентные флуктуации ветра и температуры настолько мелкомасштабны, что не представляют, вообще говоря, интереса как для прогнозиста, так и для потребителя. Исключение составляет особая проблема прогноза загрязнения атмосферы. Локальная изменчивость температуры и ветра в масштабах порядка 1 ч по времени и 10 км по пространству может быть обусловлена такими хорошо известными причинами, как влияние подстилающей поверхности, близость к водной поверхности и горно-долинные эффекты. Поэтому детализированные прогнозы указанных элементов могут быть достаточно успешными.

И наконец, отметим, что для всех типов прогнозов существенным является выбор длины временно́го шага. Чем больше масштаб атмосферного процесса, тем он более инерционен. Например, время существования отдельного летнего ливня составляет примерно 1 ч; циклон обычно существует в течение по меньшей мере 3 сут; отдельные длинноволновые образования могут сохраняться неделями. Основной проблемой в прогнозировании погоды является предсказание новых образований; прогноз летнего ливня на несколько часов вперед может оказаться столь же трудным, как и прогноз на неделю особенностей погоды, связанных с длинноволновыми возмущениями. По аналогичным причинам точность, с которой может быть дан детализированный прогноз погоды, быстро уменьшается с ростом заблаговременности.

Перспективы развития. Главная трудность прогнозирования погоды в прошлом была связана с тем, что объем динамически значимой информации об атмосфере над океанами и в малонаселенных районах земного шара был невелик. Развитие спутниковой метеорологии открывает реальные возможности для восполнения необходимой информации. Хорошее освещение данными об атмосфере всего земного шара и развитие численных методов прогнозов приведет в будущем к полной замене старых качественных методов количественными методами прогноза с использованием ЭВМ. Основных успехов следует ожидать в области долгосрочного прогноза погоды. Прогноз летних послеполуденных дождевых ливней, вероятно, останется еще в течение многих лет неразрешенной проблемой.

Джеймс М. Остин

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

Прогноз, основанный на использовании статистических характеристик погодных процессов. Статистические методы позволяют получить ожидаемое значение некоторого элемента погоды (например, скорости ветра), либо вероятность некоторого погодного явления (например, грозы). В первом случае вероятное значение ошибки прогноза остается неопределенным. Выбор той или иной формы прогноза зависит от того, для каких целей этот прогноз используется. Например, информация о том, что имеется два шанса из десяти, что ночная температура упадет ниже 0 °С, может оказаться для садовода гораздо полезнее, чем простое утверждение, что ожидаемый ночной минимум температуры составит 2 °С.

Основные предпосылки. Статистический прогноз основывается на положении, что будущее состояние атмосферы определяется в первом приближении ее состоянием в настоящий момент, влиянием Солнца и подстилающей поверхности океана и суши. Это влияние может быть описано соответствующими законами физики. Поэтому теоретически прогнозирование погоды эквивалентно решению уравнений, выражающих эти физические законы. Однако решение этих уравнений представляет собой довольно сложную задачу. Кроме того, начальное состояние атмосферы не может быть точно определено из-за недостаточной плотности сети наблюдательных станций. Иногда оказывается возможным оценить, как будет развиваться погода в будущем, исследуя поведение части атмосферы, охваченной наблюдениями в прошлом. Полученные таким путем прогностические правила связывают будущую погоду также и с погодой в прошлом вместо того, чтобы связывать ее только с погодой в настоящий момент. Использование сведений о состоянии атмосферы в прошлом связано с тем, что они могут частично компенсировать недостаток данных о погоде в настоящий момент.

Прогностические правила обычно выражают с помощью математических формул. Иногда бывает удобно представить эту информацию в виде графиков или таблиц. Прогностическое правило, полученное для одного пункта, вообще говоря, неприменимо для другого. Так, например, установленное для Сан-Франциско соотношение, описывающее связь между вероятностью появления ночного тумана, с одной стороны, и полуденной температурой и относительной влажностью, с другой, не будет справедливым для прогноза тумана в Нью-Йорке. Обычно для прогноза погоды в каждом конкретном районе нужны свои прогностические правила.

Статистические методы. Для получения прогностических формул применяется следующий общий подход. Метеоролог выбирает ряд элементов погоды в качестве предикторов, а затем, используя, как правило, информацию за предшествующие сроки, создает набор данных, содержащих наблюденные значения предикторов и предиктанта. Далее он выбирает математическую форму связи между этими величинами с ограниченным числом степеней свободы, которые чаще всего выражены в виде неопределенных констант. Процесс определения этих констант обычно сводится к минимизации суммы квадратов ошибок прогноза при использовании выбранного ряда данных и представляет собой стандартную математическую задачу. Метеоролог может несколько изменить описанную процедуру, предварительно разбив на классы значения выбранных предикторов. Затем для каждого класса среднее значение предиктанта принимается за ожидаемое значение или наблюдаемая частота появления события — за его вероятность.

Процедура составления прогноза по выведенному прогностическому правилу обычно достаточно проста. Прогнозист либо использует прогностическую формулу, подставляя в нее соответствующие численные значения предикторов, либо находит прогностические значения с помощью соответствующих графиков или таблиц.

Данные, используемые для получения прогностической формулы, образуют конечную выборку полной истории развития погодного процесса. Такую формулу можно, вероятно, успешно применять для прогноза погоды тогда, когда число степеней свободы меньше числа значений каждого предиктора в выборке, так как фактически для любого конечного набора чисел можно подобрать достаточно сложную формулу, которой этот набор будет удовлетворять.

В идеале объем выборки должен быть очень большим. Если же это условие не выполнимо из-за чрезмерных трудностей, связанных с включением в выборку данных за предыдущие сроки, либо в связи с отсутствием таких данных, то число степеней свободы должно быть ограничено. Это производится либо путем ограничения числа предикторов, либо приведением формулы к специальному виду. При этом следует широко использовать метеорологический опыт или физические соображения, ибо маловероятно, чтобы слепой выбор как предикторов, так и математической формулы мог привести к успешному результату при прогнозировании.

Статистическая линейная регрессия. Простейшей формой связи между предикторами и предиктантом, лучше всего разработанной в теоретическом плане, является линейная связь. Если количество выбранных предикторов слишком велико, то их число может быть уменьшено. Для этого применяется факторный анализ, позволяющий выбрать несколько линейных комбинаций предикторов, лучших по степени их способности представлять все предикторы. Кроме того, используется метод, позволяющий выбрать несколько лучших предикторов в зависимости от степени их независимых вкладов в прогноз. Исследования линейных связей получили широкое распространение после появления высокоскоростных электронных вычислительных машин.

Теоретически нелинейная форма связи является более предпочтительной по сравнению с линейной. Однако поскольку нелинейные связи обычно содержат много степеней свободы, с ними труднее работать.

Статистические методы удобно использовать для прогнозирования локальных явлений погоды, таких, например, как туман. Статистические методы могут применяться также и при прогнозировании погоды на 1—2 сут, однако качество таких прогнозов ниже, чем при использовании обычных синоптических методов. При прогнозировании же на несколько суток вперед линейные статистические прогнозы приносят определенную пользу и могут успешно конкурировать с прогнозами, полученными другими методами.

Эдвард Н. Лоренц

ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

Прогноз, основанный на численном решении уравнений, описывающих движение воздушных масс и изменения условий в атмосфере, определяющих это движение. В более широком смысле это определение относится к любому численному решению или анализу уравнений движения в атмосфере.

Законы, управляющие движением в атмосфере, могут быть записаны в виде системы дифференциальных уравнений в частных производных, связывающих мгновенные скорости изменений метеорологических переменных с их распределениями в пространстве в данный момент времени. Эти уравнения выводятся в динамической метеорологии. Прогноз для конечного интервала времени получается путем интегрирования последовательности бесконечно малых изменений метеорологических переменных, каждое из которых определяется распределением метеорологических переменных в предшествующий момент времени. Хотя такое интегрирование в принципе может быть выполнено, однако нелинейность уравнений, а также сложность получения необходимых данных не позволяют это сделать на практике. Вместо этого можно использовать метод конечно-разностной аппроксимации уравнений, при котором последовательные изменения переменных вычисляются для малых, но конечных временны́х интервалов на сетке точек, покрывающей часть или всю атмосферу. Однако даже при таком подходе объем вычислений столь велик, что численный прогноз погоды оставался мечтой вплоть до появления современных высокоскоростных ЭВМ, которые способны производить огромное количество арифметических операций и требуют при этом минимальных затрат человеческого труда. Численные методы постепенно заменяют старые субъективные методы прогноза погоды во многих прогностических центрах. Это особенно существенно для прогнозов по большим территориям. Что касается детализированных прогнозов локальных явлений погоды, то здесь численные гидродинамические методы не нашли пока столь же широкого применения.

Краткосрочный численный прогноз. Точность численных прогнозов зависит: 1) от понимания законов, которым подчиняются атмосферные процессы; 2) от наличия возможности измерения характеристик текущего состояния атмосферы; 3) от точности решения конечно-разностных уравнений, аппроксимирующих решения непрерывных дифференциальных уравнений. Наибольшие успехи достигнуты в прогнозировании крупномасштабных полей давления (характерный масштаб более 1000 км) для относительно коротких интервалов времени (1—3 сут). Для подобных пространственного и временного масштабов можно пренебречь источниками энергии и силами диссипации и использовать довольно грубую пространственную сетку.

Крупномасштабные движения характеризуются свойствами квазистатичности, квазигеострофичности, а в средней тропосфере также свойством горизонтальной квазибездивергентности. См. *Метеорология.*

Указанные свойства могут быть использованы для упрощения уравнений движения путем отфильтровывания возмущений, которые имеют малую метеорологическую значимость, таких, как звуковые и гравитационные волны. В некоторых случаях уравнения, получаемые в результате этих упрощений, легче поддаются численному решению.

Приведем простой пример, иллюстрирующий применение таких методов в численном прогнозе погоды. Рассмотрим однородную несжимаемую идеальную жидкость, которая находится под действием силы тяжести и движется над вращающейся плоскостью таким образом, что горизонтальная скорость не меняется с высотой. Для квазистатического случая уравнения движения принимают следующий вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} = -g\frac{\partial h}{\partial x} + 2\omega v,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} = -g\frac{\partial h}{\partial y} - 2\omega u. \qquad (1)$$

Уравнение сохранения массы записывается в виде

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} = -h\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \qquad (2)$$

Здесь u и v — компоненты скорости в направлениях, соответствующих горизонтальным прямоугольным координатам x и y; t — время; g — ускорение свободного падения; ω — угловая скорость вращения; h — высота свободной поверхности жидкости. Пусть переменные u, v и h заданы в точках $x=i\Delta x$, $y=j\Delta x$ ($i=0, 1, 2, \ldots, I$; $j=0, 1, 2, \ldots, J$) и в моменты времени $t=k\Delta t$ ($k=0, 1, 2, \ldots, K$). Значения указанных переменных в этих точках и в эти моменты времени будем обозначать индексами i, j и k. Производные будем аппроксимировать с помощью центральных разностей:

$$\frac{\Delta_k u_{i,j}}{2\Delta t} = \frac{u_{i,j,k+1} - u_{i,j,k-1}}{2\Delta t},$$

$$\frac{\Delta_i u_{j,k}}{2\Delta x} = \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i-1,j,k}}{2\Delta x}. \qquad (3)$$

Тогда конечно-разностные аналоги уравнений (1) и (2) примут следующий вид:

$$u_{i,j,k+1} = u_{i,j,k-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x}(u_{i,j,k}\Delta_i u_{j,k} + v_{i,j,k}\Delta_j u_{i,k} + g\Delta_i h_{j,k}) + 4\omega v_{i,j,k}\Delta t,$$

$$v_{i,j,k+1} = v_{i,j,k-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x}(u_{i,j,k}\Delta_i v_{j,k} + v_{i,j,k}\Delta_j v_{i,k} + g\Delta_j h_{i,k}) - 4\omega u_{i,j,k}\Delta t,$$

$$h_{i,j,k+1} = h_{i,j,k-1} - \frac{\Delta t}{\Delta x}[u_{i,j,k}\Delta_i h_{j,k} + v_{i,j,k}\Delta_j h_{i,k} + h_{i,j,k}(\Delta_i u_{j,k} + \Delta_j v_{i,k})]. \quad (4)$$

Уравнения (4) позволяют выразить значения величин u, v, h в момент времени $(k+1)\Delta t$ через их значения в моменты $k\Delta t$ и $(k-1)\Delta t$. Таким образом можно получить значения u, v, h в любой момент времени путем последовательного применения уравнений (4).

Однако можно показать, что решение конечно-разностных уравнений сводится к решению дифференциальных уравнений только при выполнении условия $\Delta S/\Delta t > c\sqrt{2}$, где $c = \sqrt{gh}$ — максимальное значение скорости длинных гравитационных волн. Применяя этот критерий для условий атмосферы, получаем, что для 24-часового прогноза требуется примерно 200 временных шагов и приблизительно 10^7 операций умножения для территории, равной поверхности земного шара. Если использовать ЭВМ со скоростью одного умножения за 100 мкс, со скоростью одного сложения за 10 мкс и со скоростью выборки из памяти одного числа за 10 мкс, то для прогноза на 24 ч потребуется примерно 30 мин машинного времени. Для более же точных моделей атмосферы требуется в 100—1000 раз больше машинного времени. Это показывает, какой большой объем вычислительных работ требуется для решения задачи прогноза.

Уменьшение объема вычислительных работ может быть достигнуто за счет использования свойства квазибездивергентности крупномасштабных атмосферных движений. Если в приведенном выше примере положить горизонтальную дивергенцию $du/dx + dv/dy$ равной нулю, то движение будет полностью описываться только с помощью уравнения сохранения вертикальной компоненты абсолютного вихря скорости. См. *Метеорология.*

Для решения этого уравнения необходимо гораздо меньшее число временных шагов, так как гравитационные волны оказываются отфильтрованными и скорость c в соответствии с критерием Куранта—Фридрихса—Леви становится равной максимальной скорости частицы, а не скорости гравитационных волн, которая значительно ее превышает.

Прогноз облачности и осадков. Если к основным динамическим переменным, u, v, w, p и ρ добавить шестую переменную — плотность водяного пара, оказывается возможным прогнозировать облачность и осадки наряду с прогнозом атмосферных движений. Когда частица воздуха, содержащая некоторое фиксированное количество водяного пара, поднимается, происходит ее адиабатическое расширение и охлаждение вплоть до достижения состояния насыщения. Дальнейший подъем приводит к облакообразованию и выпадению осадков.

Чтобы включить эти эффекты в схему численного прогноза, добавим к уравнениям (1) и (2) еще одно уравнение, описывающее скорость изменения удельной влажности:

$$\frac{dr}{dt} = \frac{\partial r}{\partial t} + u\frac{\partial r}{\partial x} + v\frac{\partial r}{\partial y} + w\frac{\partial r}{\partial z} = S, \quad (5)$$

где S — источник или сток влаги. Кроме того, необходимо также включить в уравнение термодинамики еще один член, описывающий скорость выделения или поглощения тепла при фазовых переходах водяного пара. Наиболее успешные прогнозы такого рода получаются в районах с интенсивными восходящими движениями, возникающими либо за счет орографии, либо за счет горизонтальной конвергенции воздушных масс в областях с развитыми депрессиями. Физический механизм образования конвективной облачности более сложен, поэтому при прогнозировании конвективных облаков и ливневых осадков возникают дополнительные затруднения.

Численный прогноз крупномасштабных процессов. Первая численная модель прогноза погоды была введена в оперативную практику в Национальном метеорологическом центре США (НМЦ) в 1955 г. Эта весьма упрощенная баротропная модель содержала лишь один слой и поэтому описывала только временные изменения осредненной по вертикали структуры атмосферы. К 1960 г. существенно возросли скорости вычислительных машин, что позволило приступить к разработке многоуровенных (обычно 6—10 уровней) моделей, которые описывали вертикальную структуру полей ветра, температуры и влажности. Такие многоуровенные модели позволяли предсказывать упомянутые выше основные переменные для процессов большого масштаба. Характерный размер шага сетки составлял примерно 400 км и область прогноза охватывала бóльшую часть северного полушария. Поскольку границы этой области приходились на тропики, где горизонтальные градиенты метеорологических элементов малы по сравнению с градиентами в средних широтах, оказалось возможным упростить задание граничных условий в модели (например, считать граничные значения переменных постоянными во времени в течение всего прогноза).

Численные расчеты климата. В то время как полусферные модели использовались для оперативных прогнозов на 1—3 сут, в исследовательских целях разрабатывались аналогичные модели, в которых область интегрирования распространялась на всю сферу. С помощью этих глобальных моделей (называемых также моделями общей циркуляции атмосферы), в принципе, можно моделировать долговременные вариации погоды и, следовательно, климат.

Для увеличения периода заблаговременности численных прогнозов требуется как более глубокое знание механизмов переноса энергии, процессов турбулентной диссипации в атмосфере и на подстилающей поверхности, так и более мощные вычислительные машины и другие технические средства. Однако прогнозы средних условий над большими территориями могут быть выполнены и в настоящее время. Для этих целей в прогностических уравнениях необходимо учесть наличие источников и стоков энергии. Такой учет может быть неточным в деталях, но должен быть правильным в среднем. Некоторые математические эксперименты, в которых источники и стоки задавались в таком упрощенном виде, позволили получить прогнозы средних циркуляций, весьма похожих на соответствующие циркуляции в реальной атмосфере.

Эти эксперименты позволяют надеяться, что можно будет объяснить принципиальные особенности климата Земли. Это в свою очередь создаст возможности для прогнозирования ежедневных флуктуаций погоды для больших периодов. С другой стороны, указанные объяснения особенностей современного климата в настоящем позволят предпринять рациональный анализ палеоклиматических вариаций и антропогенных изменений климата. Если существующий климат можно будет объяснить исходя из знаний об источниках энергии, составе атмосферы и свойствах подстилающей поверхности Земли, то, по-видимому, окажется возможным предсказание влияния на климат естественных или искусственных модификаций одного или нескольких из перечисленных элементов.

Специализированные прогностические модели. Как указывалось выше, в полусферных и глобальных моделях применяются довольно грубые сетки, что продиктовано соображениями экономичности. С использованием таких сеток связаны два основных типа прогностических ошибок. Во-первых, это ошибки аппроксимации, обусловленные заменой непрерывных дифференциальных уравнений конечно-разностными. Они приводят к ошибочному описанию движений всех масштабов, которые описываются моделью. Во-вторых, это ошибки, связанные с пренебрежением движениями масштабов, меньших шага сетки (например, грозы). Такое пренебрежение может привести к ошибочному описанию движений больших масштабов. Для одновременного уменьшения обеих этих ошибок были предложены и испытаны модели с уменьшенным шагом сетки. Однако для того чтобы при этом общий объем вычислений не изменился, область прогноза была также уменьшена. Так, в применяемой в НМЦ модели прогноза по ограниченной территории (МОТ) используется густая сетка с шагом 120 км, охватывающая область, размеры которой лишь немного превышают территорию Северной Америки. Поскольку границы области лежат в метеорологически активных районах, значения прогностических переменных на этих границах должны каким-то образом определяться в течение всего прогноза. Типичной процедурой, применяемой для получения необходимых значений на границах густой сетки, является интерполяция прогностических значений, получаемых по модели с грубой сеткой, расчеты по которой производятся раньше, чем по МОТ. Хотя идея этого метода проста, однако возникают некоторые математические проблемы. В частности, существует проблема переопределения некоторых переменных на густой сетке. Тем не менее использование МОТ позволило существенно повысить точность краткосрочных прогнозов.

Применяемые в моделях по ограниченной территории сетки с малыми шагами являются все же слишком грубыми для описания детализированной структуры многих атмосферных явлений, таких, как ураганы, грозы, бризовые циркуляции, орографические волны и разнообразные процессы, влияющие на загрязнение воздуха. В последние годы были предприняты значительные усилия для разработки специальных исследовательских моделей с очень малым шагом сетки в целях изучения этих и других мелкомасштабных явлений. Так, с помощью трехмерных моделей урагана с шагом сетки 20 км удалось промоделировать многие характеристики реальных ураганов. Даже для явлений более мелких масштабов, таких, как грозы и линии шквалов, модели с горизонтальным разрешением в несколько километров позволяют воспроизвести многие наблюдаемые особенности. Было бы, однако, ошибочным считать, что модели указанных явлений отличаются от моделей крупномасштабных процессов только степенью разрешающей способности сетки (шагом сетки). На самом деле те физические процессы, влиянием которых мы можем пренебречь в моделях крупномасштабных движений, могут играть важную роль для некоторых явлений малых масштабов. Например, динамическое воздействие осадков на окружающий воздух важно учитывать при моделировании гроз, но не крупномасштабных движений. Особенности процессов выпадения осадков, конденсации, испарения, замерзания и таяния должны включаться в усложненные модели облаков.

В других специальных моделях учитываются химические реакции между малыми газовыми примесями. Например, при моделировании городского фотохимического смога вводятся прогностические уравнения для концентрации окисей азота, кислорода, озона и углеводорода. В этих уравнениях учитываются эффекты переноса и диффузии за счет ветра, а также воздействие солнечной радиации и взаимодействие с другими газами. Такие модели химического взаимодействия газов в атмосфере становятся более сложными, чем гидродинамические атмосферные модели, так как число составляющих газов и их взаимных реакций весьма велико.

Ричард А. Энтис

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

Долгосрочные прогнозы подразделяются на среднесрочные прогнозы с заблаговременностью от 48 ч до одной недели и прогнозы с большей заблаговременностью. К последним относятся, в частности, прогнозы на месяц, сезон и даже на два сезона и более. Хотя над решением проблемы долгосрочного прогнозирования метеорологи работают уже более 100 лет, точность прогнозов с заблаговременностью более недели еще мала. Это становится особенно очевидным, когда указанные прогнозы сравнивают строго статистически с климатическими вероятностями. Доказательств успешности прогнозирования погоды на сроки, большие чем сезон, пока еще не получено. Это объясняется чрезвычайно сложным поведением атмосферы, представляющей собой сжимаемую жидкость, реагирующую на изменение во времени и в пространстве таких факторов, как солнечная радиация, взаимодействие с подстилающей поверхностью и т. д.

Среднесрочные прогнозы. При разработке научных методов среднесрочного прогноза принимается допущение, что, чем больше заблаговременность прогноза, тем более общей должна быть его формулировка. При краткосрочном прогнозе (на сроки до 48 ч) дается детальное описание (как во времени, так и в пространстве) будущей погоды. Среднесрочный прогноз на неделю содержит лишь осредненные характеристики погоды. Прогнозы на месяц и более позволяют получить представление лишь о крупномасштабных особенностях будущей погоды, осредненных по площадям порядка нескольких сотен тысяч квадратных километров. Эти крупномасштабные характеристики обычно представляют в виде отклонений от средних сезонных норм метеоэлементов, например температуры и осадков.

При разработке методов среднесрочного прогноза используют динамический, статистический или синоптический подходы, а также их комбинации. В основе динамического подхода лежит использование физических законов, описывающих поведение атмосферных процессов. В статистическом подходе вместо физических закономерностей применяются соотношения, полученные с использованием эмпирических данных. Синоптический подход основан на анализе опытным метеорологом карт погоды. Один из принципов, лежащих в основе некоторых современных динамических методов, заключается в том, что вертикальная компонента абсолютного вихря скорости столба воздуха при движении в средних широтах остается почти постоянной (этот вопрос подробнее рассматривается в разделе, посвященном численному прогнозу погоды). Если карты ветра и давления для отдельных сроков осреднить по времени и пространству, то мелкомасштабные возмущения, в том числе короткие волны и мелкие вихри, сглаживаются. Сглаженные длинные, или планетарные, волны представляют собой специальный класс движений — они не только являются крупномасштабными образованиями (часто формируемыми последовательностью циклонов и антициклонов), но и эволюционируют значительно медленнее, чем поля ветра в отдельные сроки. Эти планетарные волны приводят к изменению положения и интенсивности хорошо известных приземных центров действия (таких, как бермудский максимум, который является одной из областей высокого давления в субтропической зоне океана), в значительной степени определяющих преобладающие аномалии погоды. В целях среднесрочного прогноза производится осреднение данных наблюдений за предшествующие сроки, а также данных численного прогноза на сроки до 4 сут. Анализируя эти осредненные по времени данные, синоптик выявляет тенденции развития крупномасштабных систем и экстраполирует их на будущее в пределах некоторого разумного периода. При динамическом подходе применение осредненных по времени данных также приводит к определенным, хотя не вполне объяснимым успехам.

Применяемые в различных прогностических центрах мира методы прогнозов на средние сроки весьма разнообразны и зависят в основном от имеющейся техники и уровня подготовки научных кадров. Так, многие страны не располагают достаточно быстродействующими вычислительными машинами, необходимыми для применения не только динамических, но и статистических методов. В таких странах среднесрочные прогнозы либо вовсе не составляются, либо выполняются опытными синоптиками в основном интуитивно.

После получения прогноза осредненных планетарных волн можно определить соответствующие типы погоды в различных районах, а также установить районы зарождения и перемещения штормов и воздушных масс. И на этом этапе осредненные характеристики движения более предсказуемы, чем детали изменений погоды ото дня ко дню. Переход от осредненной циркуляции к средней погоде может быть осуществлен с помощью статистических методов, и полученные результаты являются достаточно достоверными. В указанных методах в качестве исходной информации используются результаты численного прогноза высоты изобарической поверхности 700 гПа, а также прогноза приземной температуры на 48 ч, выполненные синоптиками для всей территории США. На основе этих данных составляются прогнозы температуры для прогностических центров США с применением уравнений множественной регрессии на быстродействующих ЭВМ. Аналогичная процедура применяется и для прогноза осадков. Прогноз других элементов погоды производится с помощью прогностических карт, полученных для этого периода.

В настоящее время граница между краткосрочным и среднесрочным прогнозами несколько сместилась, поскольку численные прогнозы, получаемые с помощью ЭВМ, положены в основу прогнозов на 72 ч. Возможно, что к 1980 г. численные прогнозы создадут основу для прогнозирования на каждый день будущей недели и исчезнет необходимость в применении в среднесрочных прогнозах методов, основанных на осреднении по времени.[1]

Прогнозы с большой заблаговременностью. Методы прогноза с заблаговременностью более недели основаны скорее на статистических результатах, чем на физических соображениях. Начиная с 1955 г. в связи с возросшими возможностями вычислительной техники, а также в связи с появлением данных наблюдений, охватывающих все полушарие вплоть до верхних слоев атмосферы, были предприняты значительные усилия, направленные на исследования физических процессов, лежащих в основе долгосрочного прогнозирования. Однако в настоящее время при прогнозировании на месяц динамические методы применяются в сочетании

[1] Указанные численные прогнозы составляются с конца 1979 г. в Европейском центре прогнозов погоды средней заблаговременности. (*Прим. пер.*)

с синоптическими и статистическими. Для этих целей путем осреднения за 30-суточный период определяется класс средних движений. Хотя трудно дать строгое физическое обоснование подобному подходу, эксперименты показывают, что полученные с помощью ЭВМ на основе этих методов прогнозы являются информативными и потому полезными. В таких прогнозах учитываются эффекты сезонных изменений инсоляции, тенденции к сохранению некоторых типов общей циркуляции, а также взаимное расположение некоторых крупномасштабных образований, таких, как бермудский максимум и исландский минимум. После того как предсказаны основные черты циркуляции для северного полушария с помощью уравнений регрессии, полученных статистическим путем, рассчитываются аномалии средней температуры и осадков. Результаты расчетов затем субъективно корректируются с целью учета факторов, не фигурирующих в уравнениях, таких, как снежный покров и влажность почвы.

Другой, менее дорогостоящий и менее трудоемкий метод долгосрочного прогноза основан на применении статистических аналогов с использованием архива карт погоды за предшествующий период (или осредненных карт). В архиве отыскивается карта, погодные характеристики на которой наиболее близки к соответствующим характеристикам исходной карты. При этом предполагается, что процессы, происходившие в прошлом, повторяются. Для успешности прогноза необходимо, чтобы аналогия имела место для большей части полушария на всех уровнях в атмосфере и процессы развивались в той же последовательности. Логическое обоснование этого метода заключается в утверждении, что подобные поля при одинаковых условиях имеют тенденцию к повторению. Однако из-за того что промежуток времени, для которого накоплены метеорологические архивы, относительно мал, иногда бывает трудно найти хороший аналог.

Прогнозы с заблаговременностью, большей, чем месяц, могут выполняться с достаточной точностью, по-видимому, только с помощью статистических методов. Конечно, здесь встает вопрос о том, будут ли статистические соотношения, полученные по выборочным данным, устойчивыми. Однако эксперименты с прогнозами на сезон указывают на определенную достоверность предсказанных аномалий температуры на территории США.

Другой перспективный подход к решению проблемы долгосрочного прогноза заключается в учете крупномасштабных взаимодействий океана и атмосферы. Согласно Бьеркнесу, сезонные вариации температуры океана вблизи экватора оказывают влияние на количество выпадающих в этой зоне осадков. Было также показано, что от вариаций суммарного тепла фазовых переходов зависит интенсивность циркуляционной ячейки Гадлея, которая в свою очередь определяет интенсивность субтропических антициклонов и преобладающего западного переноса. В работе Немайеса было показано, что расположение и интенсивность длинных волн планетарной циркуляции также зависят от взаимодействия океана и атмосферы. Хотя эти идеи объективно не были реализованы в долгосрочном прогнозе, были предприняты попытки использовать их субъективно. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

В заключение отметим, что численные прогнозы погоды на каждый день недели вперед могут позволить получить экономически значимые характеристики погоды на ближайший месяц или сезон. Для того чтобы это стало возможным, необходимо иметь достаточно густую сеть наблюдений на всем земном шаре.

Джером Немайес

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ США

Прогнозы погоды для территории США выполняются Национальной службой погоды (НСП), а также частично Национальным управлением по исследованию океана и атмосферы (НУОА). Различные этапы прогностической деятельности осуществляются на пяти уровнях: в Национальном метеорологическом центре (НМЦ), в Национальном центре прогнозирования сильных штормов (НЦПСШ), в Национальном центре по ураганам (НЦУ), в Центрах речных прогнозов (ЦРП) и в Прогностических бюро службы погоды (ПБСП).

Национальный метеорологический центр. Расположен в Кемп-Спрингсе, штат Мэриленд. В НМЦ производится сбор данных наблюдений, выполняется анализ метеорологических полей и составляются предварительные прогнозы для дальнейшего их использования в местных бюро НСП. Анализы и прогнозы НМЦ относятся ко всему земному шару, однако большая их часть — лишь к северному полушарию и к тропической зоне южного полушария.

Всемирная метеорологическая организация (ВМО) поручила НМЦ выполнять функции филиала Вашингтонского мирового метеорологического центра, ответственного за оперативную подготовку анализов и прогнозов. Деятельность этой организации носит глобальный характер и является одной из форм международного сотрудничества, известного под названием Всемирной службы погоды. Для успешного выполнения этой задачи в НМЦ проводятся работы по расширению территории, для которой выполняются анализы и прогнозы метеорологических полей, вплоть до всего земного шара.

Структура. НМЦ состоит из четырех отделов. В отделе прогнозов при выполнении анализов и прогнозов метеорологических полей на срок до 240 ч используется комбинация численного и синоптического методов; особое внимание уделяется прогнозам на срок до 72 ч. Метеорологи вручную исправляют некоторые данные, получаемые из вычислительной машины, для того чтобы уменьшить ошибки, а также интерпретируют основные погодные ситуации и облачные образования для передачи в местные прогностические бюро НСП.

Отдел автоматики обслуживает вычислительные машины НМЦ и их интерфейсы с различными каналами связи НСП и Федеральным управлением авиации.

Исследовательский отдел занимается внедрением результатов исследований в области численного прогноза погоды в оперативную практику, а также проводит исследования, направленные на улучшение численных прогнозов, изучение стратосферы и использование спутниковых данных.

Центр анализа климата занимается исследованием современного климата и его короткопериодных колебаний, а также выдает краткосрочные и ориентировочные долгосрочные прогнозы. Эти прогнозы широко используются как правительственными органами, так и частными пользователями.

Оперативная работа. Централизованная обработка данных, расчеты анализов и прогнозов проводятся для того, чтобы исключить расчерчивание карт вручную и выполнение независимых анализов в различных бюро НСП, а также синоптиками аэропортов и частных компаний. Благодаря применению мощных вычислительных средств с помощью численных методов прогнозов НМЦ обеспечивает НСП и другие правительственные органы суточными прогнозами и ориентировочными прогнозами на срок до 10 сут. В течение одних суток НМЦ получает 25 000 ежечасных авиационных телеграмм, 14 000 синоптических телеграмм с данными наземных станций, 2500 судовых телеграмм, 3500 телеграмм с самолетов, 2500 телеграмм аэрологического зондирования. В анализе также используются информация об облачности и данные о температуре, получаемые с помощью спутников. НМЦ ежедневно осуществляет для местных бюро 785 факсимильных и 819 телетайпных передач.

Национальный центр прогнозирования сильных штормов. Расположен в Канзас-Сити, штат Миссури. Центр готовит и распространяет прогнозы сильных местных штормов и торнадо. Ориентировочный долгосрочный прогноз, составленный сразу после полуночи, служит для определения наиболее вероятного географического положения зон сильных гроз или торнадо в течение следующих суток. Прогноз конвективных условий используется в качестве исходной информации для программы локального прогноза, применяемой в различных прогностических бюро НСП. Когда вероятность возникновения сильных гроз возрастает, дежурный синоптик НЦПСШ готовит оповещения о торнадо или сильных грозах, обычно для территории примерно в 65 000 км² с заблаговременностью 1—7 ч. Другая группа синоптиков и технических специалистов в НЦПСШ на основе данных радаров и спутниковых фотографий локализует потенциально опасные для авиации зоны. Соответствующие предупреждения, называемые конвективными СИГМЕТ, передаются немедленно по различным каналам связи Федеративной авиационной администрации, а также оперативным синоптикам в аэропортах. В среднем за год НЦПСШ регистрирует 700—900 торнадо и 1500—2000 сильных гроз. Передается примерно 400 оповещений о торнадо и сильных грозах, а также 10—15 тыс. конвективных СИГМЕТ. См. *Обнаружение атмосферных вихрей.*

Национальный центр по ураганам. Расположен в Майами, штат Флорида. НЦУ составляет оповещения об ураганах и тропических штормах, и дает штормовые оповещения главным образом для тропической части Атлантического океана, Карибского моря и Мексиканского залива. Когда в прибрежных районах США создается угрожающее положение, ответственность за предупреждения наряду с НЦУ несут три Бюро слежения за ураганами, которые расположены в Бостоне, Вашингтоне и Сан-Хуане и относятся к ПБСП. Два других отделения ПБСП в Сан-Франциско и в Гонолулу составляют предупреждения об ураганах и тропических штормах в восточной и центральной частях Тихого океана соответственно.

Центры речных прогнозов. Всего существует 13 Центров речных прогнозов (ЦРП), которые составляют речные и паводковые прогнозы, а также предупреждения примерно для 2500 пользователей. Прогнозируются максимальный уровень паводка, а также моменты выхода реки из берегов и ее возвращения в нормальное русло. Для многих пунктов, расположенных вдоль больших рек, ежедневно оперативно готовятся прогнозы состояния реки и расходов воды. Эти прогнозы предназначены для различных целей, например, они используются в навигации и управлении водными ресурсами. Прогнозы сезонного снеготаяния и годового стока производятся для основных рек, таких, как Колумбия, Миссури, Миссисипи, и их притоков.

Бюро службы погоды. Кроме указанных выше прогностических центров, существует 238 БСП. Эти бюро выпускают локальные прогнозы, которые составляются на основе региональных прогнозов. Локальные прогнозы используются в программе оповещений и наблюдений, как правило, в маленьких городах.

Прогностические бюро службы погоды. В рамках НСП имеется 52 ПБСП. Нет ПБСП в Род-Айленде, Коннектикуте, Вермонте и Нью-Гэмпшире. Зато в Калифорнии и Пенсильвании имеются два, а на Аляске, в Техасе и Нью-Йорке — три ПБСП. Каждое ПБСП выдает всю необходимую для обслуживаемого района метеорологическую информацию, используя при этом результаты расчетов на ЭВМ, получаемые из НМЦ, НЦПСШ, НЦУ и ЦРП. Каждое ПБСП выпускает оперативные прогнозы по территории штата для населения, а также специальные прогнозы по отдельным трассам для авиации. Другие, более специализированные службы организованы там, где в них возникает необходимость и где это позволяют рабочие ресурсы. Эти службы включают: 1) программу предупреждения стихийных бедствий, разработанную в целях спасения жизней и уменьшения социальных и экономических последствий стихийных бедствий; 2) программу предупреждений о сильных местных штормах, в которой слежение за штормами производится главным образом с помощью метеорологических радаров; 3) предупреждения о погоде зимой; 4) программу предупреждений о наводнениях; 5) метеорологическое обеспечение сельского хозяйства; 6) предупреждения о низких температурах для озимых и яровых культур; 7) прогнозы для обеспечения полетов из США в другие страны; 8) метеорологическую помощь в борьбе с загрязнением воздуха; 9) специализированные прогнозы и предупреждения для учреждений, следящих за пожарами; 10) слежение за внезапными наводнениями, цунами и предупреждения об этих явлениях; 11) предупреждения о сильном морском волнении, морские и речные прогнозы для прогулочных яхт и рыбацких судов. Прогнозы и предупреждения передаются по телеграфным каналам НУОА, по специальной телетайпной связи и по радиосети НУОА. Кроме того, постоянно информация о погоде передается по радио на одной из трех коротких волн с частотами 162,40; 162,477 или 162,55 МГц.

Аллен Пирсон

Лит.: J. Bjerknes and H. Solberg. Life cycle of cyclones and polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, No. 3, 1922. Г. И. Марчук. Численные методы в прогнозе погоды. Л., 1967. 356 с. А. С. Монин. Прогноз погоды как задача физики. М., 1969. 184 с. J. Namias. Long-range weather forecasting: History, current stutus, and outlook. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 49(5), 1968. S. Petterssen. *Weather Analysis and Forecasting*, 2 vols., 2d ed., 1956.

Доп. лит.: Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды.— Л., 1975; Зверев А. С. Синоптическая метеорология.— Л., 1977.

Процессы в прибрежной зоне

Комплекс явлений вблизи берега, формирующих береговую линию путем разрушения, сортировки и перемещения берегового материала. К наиболее важным из них относятся воздействие на берег волн, ветра, приливов и течений, оказывающее влияние на состав воды, осадки и морские организмы на шельфе и у берега.

Процессы в прибрежной зоне получают энергию от ветра, гравитационного притяжения Луны и Солнца и различных кратковременных возмущений в атмосфере и на границе океана и суши. Эти силы порождают волны и течения, которые переносят энергию к берегу. В зависимости от очертаний береговой линии и рельефа дна на прилегающем шельфе потоки энергии изменяются и концентрируются на определенных участках побережья. Реки и ветер переносят продукты эрозии с суши в прибрежную зону, где они сортируются и разносятся волнами и течениями.

Механизмы рассеяния, действующие в прибрежных водах океанов, заливов и озер, весьма сходны и отличаются лишь интенсивностью и масштабом, т. е. теми характеристиками, которые зависят главным образом от силы и воздействия волн и размеров прибойной зоны. Наиболее важные из этих механизмов — орбитальные движения волн, которые рассеивают энергию на мелководье, и прибрежные течения, обеспечивающие водообмен между зоной прибоя и всей прибрежной зоной. Характерными проявлениями процессов, действующих в прибрежной зоне, являются перемещение воды и наносов вблизи берега, а также формирование и эрозия песчаных пляжей.

Процессы эрозии и отложения наносов играют большую роль в формировании береговой линии. Эрозия обычно преобладает в районе мысов и вдоль участков побережья с аллювиальными и другими рыхлыми отложениями, тогда как осадконакопление, как правило, происходит вдоль понижений дна. В результате действия этих процессов береговая линия обычно спрямляется и сглаживается. Однако это происходит не всегда. Дифференцированная волновая эрозия может вызывать быстрый размыв материала между мысами и тем самым придавать береговой линии неправильные очертания.

Что́ будет преобладать в любом конкретном месте — осадконакопление или размыв,— зависит от ряда взаимосвязанных факторов: количества перемещаемого пляжевого песка и местоположения его источника; конфигурации береговой линии и прилегающего дна океана; действия волн, течений, ветра и приливов. Формирование и устойчивость естественных песчаных пляжей определяются тонким равновесием в этой системе, которое могут нарушить любые изменения, естественные или искусственные.

Волны. Волны и порождаемые ими течения представляют собой наиболее важный фактор в переносе и отложении наносов в прибрежной зоне. Волны легко перемещают наносы вдоль морского дна и образуют взвесь, которую могут переносить течения. Там, где нет пляжей, разрушающиеся волны непосредственно размывают береговые обрывы и морские дамбы.

Интенсивность воздействия волн изменяется по сезонам в зависимости от преобладающих в то или иное время года ветров на участке побережья. Высота и периоды волн зависят от скорости и продолжительности возбуждающего их ветра и от разгона (или пути, на котором действует ветер). Соответственно характер воздействия волн на побережья значительно изменяется в зависимости от размера водоема и очертаний побережья, а также от географической широты. Волны, порождаемые зимними штормами в южном полушарии в Тихом океане, могут пройти более 5000 миль, прежде чем разрушиться у берегов Калифорнии (типичное явление для лета северного полушария). Используя чувствительные приборы, океанологи (Манк и др.) зарегистрировали у о. Сан-Клементе возле Калифорнии волны, которые прошли свыше 10 000 миль от места их зарождения в штормовых районах южного сектора Тихого океана.

На глубокой воде океанские волны имеют малую крутизну и их профиль приближается к синусоиде. Когда волны вступают на мелководье, их скорость и длина уменьшаются, они становятся круче, а высота возрастает до тех пор, пока гребень волны не приобретает вид заостренных гребней, разделенных плоскими ложбинами. Вблизи от зоны прибоя крутизна волн растет все быстрее, так что высота волн прибоя может становиться в несколько раз больше, чем высота волн на глубокой воде. Эта трансформация особенно хорошо выражена у длиннопериодных волн от далеких штормов.[1]

[1] Нарастание высоты волн продолжается до первого их разрушения — опрокидывания. Затем, если опрокидывание произошло на некотором расстоянии от берега, волны восстанавливаются, но их параметры (в том числе и высота) уже уменьшаются. (*Прим. ред. пер.*)

Профили местных штормовых волн и волн, зарождающихся в небольших водоемах (например, в озерах), отличаются большой крутизной даже на глубокой воде, и увеличение крутизны на мелководье у них не столь выражено, как у океанской зыби.

Трансформация волн начинается на глубине, которая равна половине длины волны. Длина волны на глубокой воде определяется соотношением $L = gT^2/2\pi$, где g — ускорение свободного падения и T — период волны. При выходе на мелководье волны испытывают также рефракцию, в результате которой гребни начинают ориентироваться параллельно изолиниям глубины. В случае прямолинейного берега с параллельными изобатами это приводит к уменьшению угла между фронтом набегающих волн и берегом и вызывает перенос энергии вдоль гребней. Высота волн при этом убывает (рис. 1). Если на пути волн встретится подводный каньон или котловина, произойдет рефракция, или искривление, фронта волн. При этом волны над каньоном могут расходиться и уменьшаться по высоте, а линия гребней волн выгибаться в сторону берега. По обе стороны каньона над поднятием дна волны будут сближаться, в результате чего их высота начнет возрастать, а линия гребней по отношению к берегу станет вогнутой. Степень рефракции и последующих изменений высоты и направления волн в различных точках вдоль побережья зависит от периода волн, угла их подхода к берегу и особенностей рельефа дна.

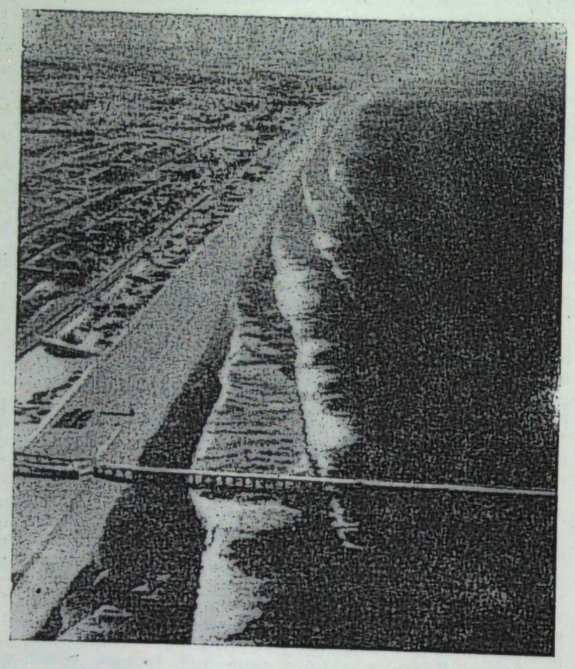


Рис. 1. Вдольбереговое течение. *(Department of Engineering, University of California, Berkeley)*

На фотографии, сделанной в районе Ошенсайда (Калифорния), вдольбереговое течение направлено в сторону наблюдателя.

Когда волны от далекого шторма приближаются к побережью, их периоды могут достигать 20 с. Поскольку рефракция начинается, когда волны выходят на глубину, равную половине их длины, эти длинные волны будут испытывать рефракцию на неровностях дна на глубине до 300 м. Поэтому действие волн на береговую линию и формирование пляжей могут определяться рельефом дна за много миль от берега. Когда подводные поднятия вызывают концентрацию волновой энергии в определенных точках вдоль побережья, возникает сильнейшая эрозия и происходит повреждение береговых сооружений. Это имеет место у Калифорнийского побережья, где период волн, направление их подхода и высота таковы, что энергия фокусируется на береговых сооружениях. См. *Океанские волны, Состояние моря.*

Течения в прибойной зоне. Когда гребень разрушающейся волны образует некоторый угол с пляжем, количество движения этой волны имеет компонент, действующий вдоль пляжа в направлении распространения волн. Это приводит к возникновению вдольбереговых течений, которые в зоне прибоя направлены параллельно пляжу (рис. 2 *а*). Пройдя параллельно пляжу в виде вдольбереговых течений, вода возвращается в море в виде узких разрывных течений (с резко выраженными границами). Суммарный перенос воды к берегу волнами в зоне прибоя, продольный перенос внутри зоны прибоя вдольбереговыми течениями, возврат воды в море через зону прибоя разрывными течениями и вдольбереговое движение в расширяющемся разрывном течении — все это и составляет систему циркуляции в прибрежной зоне. В результате такой циркуляции обычно возникает

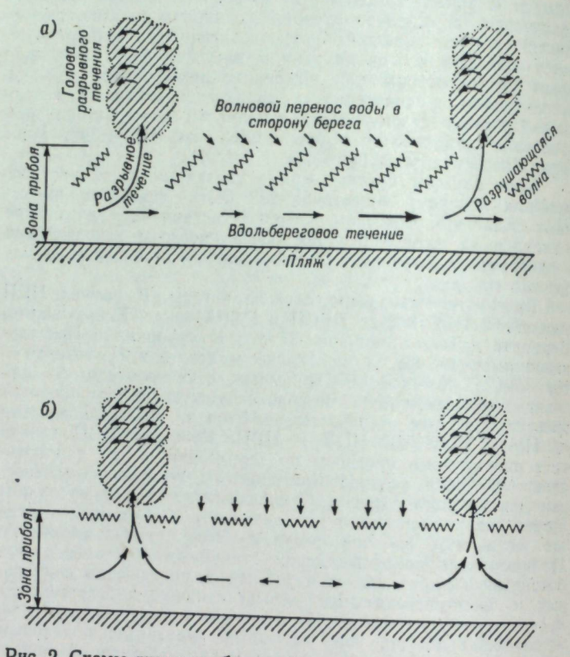


Рис. 2. Схемы ячеек прибрежной циркуляции.

а — асимметричная ячейка, образующаяся в том случае, когда волны подходят под углом к берегу; *б* — симметричная ячейка при подходе волн параллельно берегу.

вихрь или ячейка с вертикальной осью. Размеры ячейки зависят от ширины зоны прибоя, а расстояние между разрывными течениями обычно в 2—8 раз ее превышает.

При разрушении волн, гребни которых параллельны прямому пляжу, ячейка прибрежной циркуляции становится симметричной (рис. 2 *б*). Вдольбереговое течение действует в каждой ячейке, но обмена водой между ячейками при этом не происходит.

Система прибрежной циркуляции вызывает обмен водой между зоной прибоя и дальней прибрежной зоной, который способствует переносу питательных солей и рассеиванию берегового стока. Вода из дальней прибрежной зоны переносится в зону прибоя разрушающимися волнами, а взвешенные вещества фильтруются на песках пляжевого фаса. Сток с суши и загрязняющие вещества, поступающие в зону прибоя, переносятся вдоль берега и смешиваются с водой дальней прибрежной зоны под действием направленных от берега разрывных течений.

В зоне прибоя, по-видимому, отсутствуют постоянные течения, направленные от берега, за исключением непродолжительных движений, которые возникают в виде возвратных потоков под разрушающимися на пляже волнами прибоя. Основную опасность для купающихся представляют разрывные течения, которые могут неожиданно увлечь в сторону моря. Скорость вдольбереговых течений может составлять более 5 уз, а скорость разрывных течений — более 3 уз.

Для течений в прибрежной системе циркуляции характерна определенная периодичность скорости и направления. Эта изменчивость, связана главным образом с чередованием групп высоких и низких волн. Это так называемое

прибойное биение, в результате которого в зоне прибоя происходят пульсации уровня воды.

Формирование ячеек циркуляции. Формирование ячеек прибрежной циркуляции определяется различиями в средних уровне воды в зоне прибоя, связанными с изменениями высоты прибойных волн вдоль пляжа. Волны переносят количество движения в направлении их распространения. Волновые движения обусловливают появление полей давления второго порядка, которые значительно изменяют средний уровень воды у берега. Возле зоны прибоя наличие этого поля давления вызывает понижение среднего уровня воды, именуемое волновым провалом (setdown). Его величина пропорциональна квадрату высоты волны. Если волны находятся вблизи зоны прибоя, его максимум составляет примерно $^1/_{16}$ высоты разрушающейся волны. Ближе к берегу от точки разрушения направленный по нормали к пляжу поток количества движения вызывает подъем среднего уровня воды над пляжем, называемый всплеском. Профиль огибающей высот волн, а также экспериментальные и теоретические значения волнового провала и всплеска показаны на рис. 3.

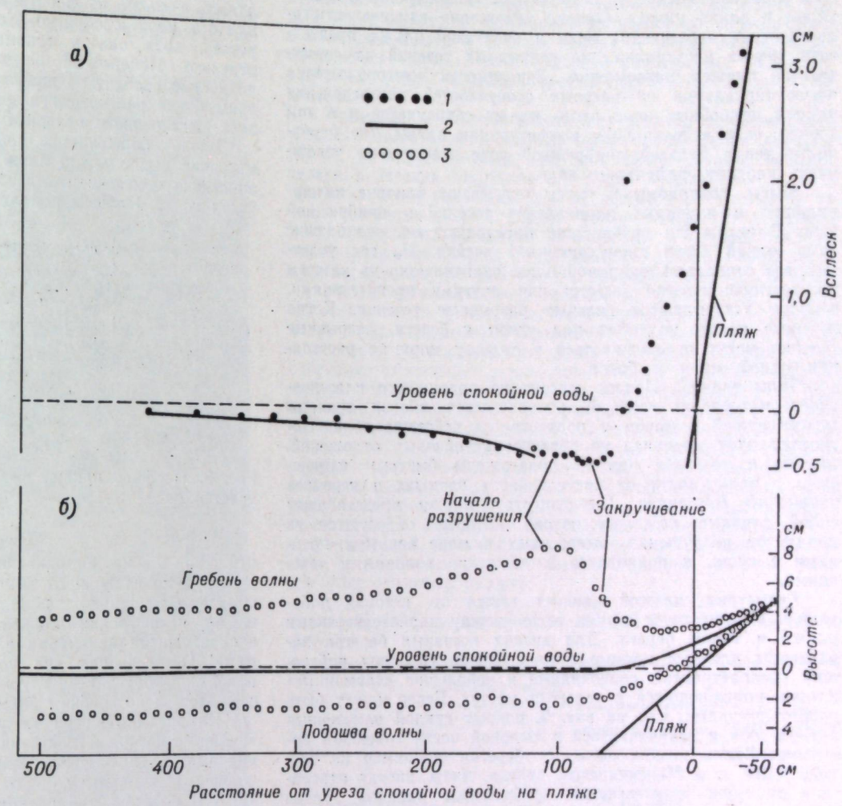


Рис. 3. Результаты измерений волнового всплеска (*а*) и огибающей высот волн (*б*), полученные в ходе лабораторных исследований разрушения волн на ровном пляже. *(Данные измерений взяты из работы A. J. Bowen, D. L. Inman, and V. P. Simmons, J. Geophys. Res., 73(8), 1968; theoretical curve from M. S. Longuet-Higgins and R. W. Stewart, Deep-Sea Research, vol. 11, © 1964 by Pergamon Press; reprinted with permission).*

Измерения относительно уровня спокойной воды указывают на понижение среднего уровня возле точки разрушения волн (провал) и повышение уровня на пляжевом фасе (всплеск). Вертикальный масштаб на рисунках *а* и *б* увеличен соответственно в 80 и 10 раз. Период волны — 1,65 с; высота на глубокой воде — 7,30 см; высота бруруна — 10,9 см, крутизна — 0,082; *1* — средний уровень воды в эксперименте, *2* — средний уровень воды в теории, *3* — высота огибающей высот волн.

Если высота волн вдоль пляжа изменяется, изменяется и величина всплеска, что создает направленный вдоль берега градиент среднего уровня воды в зоне прибоя. Вдольбереговые течения направлены от участков высокой воды к участкам низкой воды. На участках, где прибойные волны ниже, вдольбереговые течения отклоняются в сторону моря в виде разрывных течений. Значительные изменения высоты прибойных волн вдоль пляжей обычно вызывает рефракция волн над неровностями дна в дальней прибрежной зоне. Однако в менее выраженном виде чередование зон высоких и низких прибойных волн появляется вдоль прямых пляжей с параллельными изобатами в дальней прибрежной зоне. Было установлено, что эти чередующиеся зоны высоких и низких волн возникают в результате взаимодействия волн, набегающих на пляж с глубокой воды, с так называемыми краевыми волнами — одним из многочисленных типов колебаний воды в прибрежной зоне. Краевые волны представляют собой захваченные волны, которые распространяются вдоль берега (рис. 4). Их период равен периоду набегающих волн или периоду их прибойного биения. Краевые волны усиливают циркуляцию в прибрежной ячейке, поскольку взаимодействие волн порождает чередующиеся зоны высоких и низких прибойных волн, местоположение которых

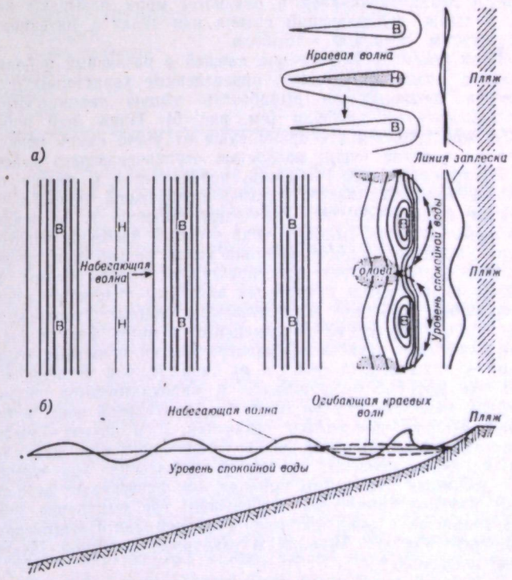


Рис. 4. Схема, поясняющая формирование разрывных течений.

а — план, *б* — профиль; В — высокие буруны, Н — низкие.

вдоль пляжа постоянно. Краевые волны могут быть, по-видимому, стоячими или прогрессивными. В любом случае рас-

стояние между зонами высоких волн (и, следовательно, между разрывными течениями) равно длине краевой волны. Местоположение зон разрывных течений и расстояние между ними можно определить в лабораторных условиях, если известны высота и период набегающих волн, а также уклон и длина пляжа. Однако вследствие изменчивости характеристик набегающих волн и очертаний пляжа предсказать точное местоположение разрывных течений на естественных пляжах невозможно. Зависимость местоположения ячеек циркуляции от местных особенностей распределения высоты прибойных волн вдоль пляжа сохраняется и в том случае, если неправильная конфигурация пляжа или неровности дна в дальней прибрежной зоне значительно усложняют картину рефракции волн.

Мысы, волноломы и пирсы оказывают влияние на циркуляцию и изменяют направление течений в прибрежной зоне. В целом эти препятствия определяют местоположение лишь одной ветви циркуляционной ячейки. На тех участках, где относительно прямой пляж оканчивается на нижнем по течению участке мысами или другими препятствиями, в море устремляются сильные разрывные течения. Когда крупные волны подходят под углом к берегу, разрывные течения могут прослеживаться в сторону моря на расстоянии одной мили и более.

Типы пляжей. Пляжи состоят из подвижного кластического материала, который располагается вблизи границы между сушей и морем и подвергается действию волн. Поскольку этот материал не образует устойчивых отложений, ширина и толщина пляжей подвержены быстрым изменениям в зависимости от интенсивности размыва и переноса пляжевого материала. По существу, пляжи представляют собой длинные песчаные потоки, которые образуются из продуктов разрушения, вынесенных в море водными потоками с суши, и приводятся в движение волнами и течениями.

Геометрия пляжей зависит также от истории побережья, и существует тесная связь между характеристиками пляжа и типом берега. Для низких песчаных берегов характерны длинные прямые пляжи. Вдоль гористых побережий распространены серповидные и небольшие «карманные» пляжи, появляющиеся в укрытых местах. Берег может быть разбит уступами, как на рис. 5, покрыт грядой наметенных ветром дюн и заканчиваться в тыловой части солеными болотами. Вдоль низких песчаных берегов, например на востоке США и в Мексиканском заливе, пляж иногда отделяется от суши естественным прибрежным каналом. Такие пляжи называют барьерными. Пляж, вытягивающийся от суши и заканчивающийся в открытом море, называют косой, а пляж, соединяющий остров или скалу с материком или другим островом,— томболо.

Если рассмотреть строение пляжей в различных районах мира, то можно обнаружить определенные характерные особенности, позволяющие выработать общую терминологию для описания их профиля (см. рис. 5). Пляж, или побережье, простирается в сторону суши от уреза самой низкой воды до участка суши, полностью ограничивающего действие штормовых волн. Область, прилегающая к пляжу со стороны моря, называется дальней прибрежной зоной, а со стороны суши — берегом. Различают тыловую и фронтальную зоны пляжа. Тыловая зона — самый высокий участок пляжа, подвергающийся действию волн только при штормах. Фронтальная зона простирается от гребня бермы до отметки низкой воды и является активным участком пляжа, по которому набегают и скатываются волны. Фронтальная зона состоит из круто наклоненного к морю фаса пляжа, форма которого зависит от размера частиц пляжевых отложений и силы наката волн, и из террасы, или ступени, отлива, на которой разрушаются и опрокидываются волны. В одних районах переход от фаса фронтальной зоны к отливной террасе совершенно незаметен, а в других — выражен очень резко. Переход первого типа характерен для пляжей из тонкозернистых песков и побережий, где высота волн достигает амплитуды прилива или превосходит ее, а переход второго типа — для побережий, где амплитуда прилива сравнима с высотой волн, например для Патагонского побережья Южной Америки и некоторых участков Мексиканского залива.

В дальней прибрежной зоне часто встречаются один или несколько баров и ложбин, вытянутых параллельно берегу. Их называют вдольбереговыми барами[1] и ложбинами. Вдольбереговые бары обычно образуются на дне в зоне разрушения волн, и поэтому их местоположение зависит от высоты волн прибоя и характера приливных колебаний уровня моря.

Пляжевые циклы. Волны вызывают перенос песка вдоль пляжа, а также из фронтальной зоны пляжа в сторону открытого моря и обратно. Каждый из этих двух типов переноса, хотя они и взаимосвязаны, удобнее рассмотреть отдельно. Поперечный перенос песка на пляже, который полностью зависит от профиля пляжа и изменения его ширины будет рассмотрен в данном разделе, а также в разделе, посвященном механике формирования пляжей.

Вдоль большинства побережий происходит сезонная миграция песка между пляжами и глубокими водами, обусловленная изменением характера и направления распространения волн. В общем под действием небольших волн в летний сезон пляжи достраиваются в сторону моря, а под действием высоких волн от зимних штормов их ширина уменьшается. Существуют также более короткие циклы уменьшения и достройки пляжей, связанные с сизигийными и квадратурными приливами и внесезонными волнами и штормами. Обследования дна показали, что поперечный обмен песком преобладает на глубинах менее 10 м, но может прослеживаться до глубины 30 м и более.

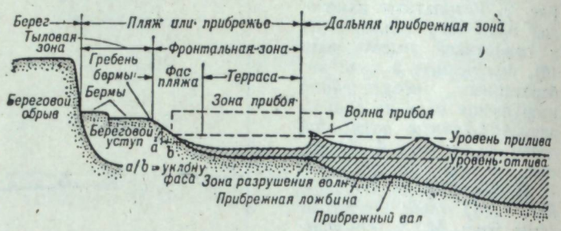


Рис. 5. Профиль пляжа, на котором выделены характерные участки.

На рис. 5 показан типичный профиль пляжа в летнее время, когда пляж достраивается в сторону моря низкими волнами. В штормовые сезоны фронтальная зона пляжа подвергается размыву, часто с образованием берегового уступа. В последующий период с низкими волнами фронтальная зона пляжа снова растет в сторону моря. Фас пляжа образуется в результате отложения наносов. Его высшая точка — гребень бермы — характеризует максимальную высоту взброса волн на фас пляжа. Высота взброса обычно находится в пределах одной-трех высот разрушающихся волн. Поскольку высота бермы зависит от высоты волн, можно различать верхнюю берму, которую называют зимней или штормовой, и нижнюю, летнюю, берму.

При сильных штормах пляж может быть полностью уничтожен. Волны начинают разрушать коренные береговые породы, при этом образуются живописные обрывы и волноприбойные террасы, которые часто сохраняются в геологической летописи Земли и служат индикаторами уровня моря.

Пляжевые выступы. На фронтальном участке пляжей иногда появляются серии регулярно расположенных зубцов, называемых пляжевыми фестонами. Пляжевые фестоны состоят из коротких поперечных ложбин на фасе пляжа, разделенных грядами с выступающими мысами. Расстояние между выступающими мысами составляет от нескольких до сотен метров, а глубина ложбин — от нескольких сантиметров на мелкопесчаных пляжах до нескольких метров на галечных пляжах. Образование фестонов, по-видимому, происходит в результате взаимодействия волн, подобного их взаимодействию при формировании ячеек прибрежной циркуляции. В данном случае обрушивание волн на пляжевый фас и вдольбереговой поток изменяют его таким образом, что на участках схождения вдольбереговых течений образуется ложбина. Когда низкие волны разрушаются непосредственно на узких крутых пляжах, по размерам выступов можно судить о размерах создающих их ячеек прибрежной циркуляции (рис. 6). Однако при наличии широкой зоны прибоя размеры образующихся на пляжевом фасе выступов будут невелики по сравнению с расстоянием между зонами разрывных течений. В этом случае формирование выступов, по-видимому, происходит в результате взаимодействия вала воды, идущего от разрушающейся волны, и краевых волн, распространяющихся в зоне прибоя. Пляжевые выступы часто появляются в период квадратурных приливов, когда уровень воды остается почти постоянным.

Механика образования пляжей. Для образования пляжей необходимо лишь воздействие волн и достаточное поступление песка или более грубого материала. Волны полностью размывают и деформируют даже искусственные насыпи и сооружения. Формирование нового пляжа из разнородных отложений начинается с сортировки этого материала, в результате которой грубый материал остается на пляже, а мелкий уносится прочь. Одновременно с сортировкой происходит перераспределение материала: часть его под действием волн собирается в валы, выступающие над водой и образующие берму пляжа, часть переносится обратно вниз по пляжевому фасу и образует террасу фронтальной зоны. Пляж приобретает равновесный профиль за довольно короткое время.

Возвратно-поступательное движение волн на мелководье порождает у дна силы, которые приводят песок в движение. Под воздействием этих волновых сил возникает результирующее пограничное течение в направлении распространения волн. Наиболее быстродвижущийся слой воды находится у дна, и при перемещении волн над горизонтальными участками дна взаимодействие волновых напряжений и пограничного течения вызывает результирующий перенос песка в направлении движения волн. Таким образом, волны, движущиеся в сторону берега, будут способствовать удержанию песка возле него.

Рис. 6. Влияние мысов на акрецию пляжевого песка. (Фотография м. Мугу в Калифорнии) *(Department of Engineering, University of California, Berkeley)*

Мыс представляет собой естественное препятствие, которое нарушает вдольбереговой перенос песка. В результате этого начинается отложение песка и образуется широкий пляж (передний план). Регулярно повторяющиеся зубцы на переднем крае — пляжевые выступы, или фестоны.

В результате действия волн на наклонное песчаное дно вырабатывается равновесный профиль. Если искусственно созданный уклон превышает естественный равновесный уклон, действие силы тяжести на частицы песка будет вызывать перемещение песка от берега и, наоборот, если искусственный уклон меньше естественного равновесного, перенос песка будет происходить в сторону берега и уклон пляжа будет становиться круче. Таким образом, равновесный уклон достигается, когда скорость переноса песка вверх и вниз одинакова.

Поскольку с ростом диссипации энергии и увеличением скорости пограничного течения равновесный уклон увеличивается, на глубокой воде, где диссипация энергии незначительна и течения медленны, он будет невелик, но по мере приближения к зоне прибоя, где диссипация энергии и течения особенно велики, будет увеличиваться. Эта зависимость уклона от волновых напряжений и пограничных течений объясняет некоторое увеличение уклона перед зоной прибоя, характерное для многих профилей дна (см. рис. 5).

Уклон пляжевого фаса зависит от диссипации энергии при заплеске и откате волн по пляжевому фасу. Просачивание воды в пляжевые отложения приводит к уменьшению количества откатывающейся воды и, таким образом, способствует отложению песка, принесенного в заплеске. Крупный песок более водопроницаем и соответственно больше подходит для отложения и формирования крутых пляжевых фасов. Большие волны увеличивают затопляемую площадь в пляжевых отложениях. Когда они полностью насыщаются водой, откат происходит с наибольшей скоростью, что способствует эрозии. Как следует из всего сказанного выше, уклон пляжевого фаса, иногда называемый склоном фронтальной зоны, возрастает как с увеличением размеров частиц отложений, так и с уменьшением высоты волн. В таблице приведены некоторые типичные средние значения уклонов фаса океанских пляжей.

Зависимость между крупностью наносов и уклоном пляжевого фаса

Пляжевые наносы		Уклон пляжевого фаса, градусы
тип	размер частиц, мм	
Песок		
очень мелкий	1/16—1/8	1
мелкий	1/8—1/4	3
средней крупности	1/4—1/2	5
крупный	1/2—1	7
очень крупный	1—2	9
Гравий	2—4	11
Галька	4—64	17
Валуны	64—256	24

Рябь, появляющаяся на песчаном дне, представляет собой важный фактор в переносе и сортировке пляжевых песков. Так как над гребнями ряби завихрения воды и возникающие подъемные силы наиболее велики, здесь откладывается только самый грубый материал. Мелкозернистые наносы образуют взвесь и уносятся прочь, тогда как крупнозернистые наносы движутся вместе с рябью в сторону пляжа. В результате сортирующего действия знаков ряби, а также заплеска и отката на пляжевом фасе пляжевые пески представляют собой исключительно хорошо рассортированные наносы.

На пляжевых фасах часто отмечаются тонкие прослойки отложений, несколько отличающихся по размеру, форме и плотности песчинок. Эти прослойки располагаются параллельно пляжевому фасу и образуются в результате «сдвиговой сортировки» зернистых наносов, когда они переносятся при заплеске и откате воды по пляжевому фасу (рис. 7). Детальные исследования показывают, что каждый слой из мелкозернистых минералов представляет собой плоскость раздела между движущимся и остаточным песком. Концентрация тяжелых мелких зерен[1] на плоскости раздела

[1] В советской литературе они называются подводными песчаными валами. *(Прим. ред. пер.)*

[1] Концентрация тяжелых минералов зависит от их гидравлической крупности. Мелкие, но очень тяжелые частицы отлагаются совместно с легкими, но значительно более крупными. Имеет значение также явление флотации. *(Прим. ред. пер.)*

происходит отчасти под действием силы тяжести в процессе сдвига, в результате чего небольшие зерна заполняют пустоты между крупными частицами, а отчасти вследствие зависимости нормального дисперсивного давления от размера зерен. Когда зерна сдвигаются, нормальное дисперсивное давление между ними, изменяющееся пропорционально квадрату их диаметра, заставляет большие зерна перемещаться в зону наименьших сдвиговых напряжений, т. е. к свободной поверхности, а мелкие зерна — в зону наибольших напряжений, т. е. к плоскости сдвига.

Вдольбереговой перенос песка. Песок движется вдоль берега в составе донных и взвешенных наносов. Движение песка во взвешенном состоянии отмечается преимущественно в зоне прибоя, где под влиянием особенно развитой турбу-

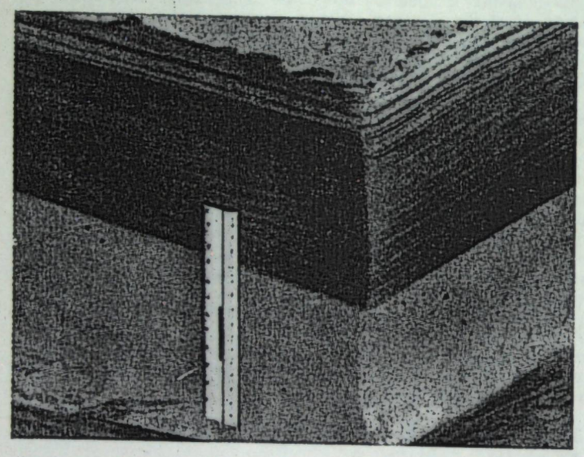


Рис. 7. Прослойки отложений на пляжевом фасе в районе Ла-Хольи, Калифорния. (*Из D. L. Inman, Beach Erosion Board, U. S. Eng. Corps Tech. Mem. no. 39, 1953*)

Темные слои состоят из тяжелых минералов, светлые — из кварца. Длина линейки — 15 см.

лентности и вертикального перемешивания воды песок легко переходит во взвесь, а скорость вдольбереговых течений, влекущих насыщенную наносами воду, невелика. Согласно измерениям в прибрежной зоне Черного моря, концентрация взвешенных наносов в зоне прибоя достигает 30 г·л$^{-1}$. Это говорит о том, что взмучивание отложений является одним из важнейших процессов, способствующих переносу в литоральной зоне. На пляжах, сложенных из крупнозернистого песка и гальки, взмучивание, вероятно, играет менее важную роль.

Объем литорального переноса вдоль океанских берегов обычно вычисляют по скорости эрозии или акреции, измеренной в окрестностях прибрежных гидротехнических сооружений типа буи и молов. В общем пляжи растут от препятствий в сторону моря и навстречу течению и размываются на участке «тени» течения за препятствием, где поступление песка уменьшается. Наблюдения такого рода показывают, что интенсивность переноса меняется почти от нуля до нескольких миллионов кубометров в год при среднем значении 150 000—600 000 м^3 в год. Вдоль берегов менее крупных, чем океаны, водоемов, таких, как Великие озера и Средиземное море, объем литорального переноса должен составлять около 7000—150 000 м^3 в год. Вообще говоря, это довольно осторожные оценки, поскольку объем находящегося в движении материала обычно превышает значение, полученное из наблюдений за скоростью накопления или размыва.

Вдольбереговой перенос огромных количеств песка и возникающие при нарушении потока эрозия и акреция представляют собой серьезную гидротехническую проблему. Она приобретает особую остроту при сооружении защитных дамб или защите от заносимости судоходных каналов, проходящих через песчаные пляжи. Чаще всего в подобных случаях прибегают к вычерпыванию песка, откладывающегося перед препятствием, и его ссыпанию на размывающихся участках пляжа в области тени течения. Иногда возводят постоянно действующие сооружения для перепускания песка, которые позволяют собирать откладывающийся песок и перемещать его по водоводам на пляжи, расположенные за препятствиями.

Механизм вдольберегового переноса песка. Вдольбереговой перенос наносов возникает под действием волн и течений. Приводя в движение слой воды над поверхностью дна, сложенного угловатыми частицами наносов, ветровые волны и волны прибоя рассеивают свою энергию. Масса приведенных в движение наносов пропорциональна энергии, рассеиваемой волнами. При наличии любого результирующего течения, например вдольберегового, возникает результирующий перенос наносов в направлении этого течения. При отсутствии течений энергия волн растрачивается просто на возвратно-поступательное перемещение наносов и никакого результирующего переноса не будет.[1] Поэтому интенсивность переноса должна быть пропорциональна произведению энергии, рассеиваемой волнами, и скорости течения. Количество рассеиваемой энергии можно приблизительно определить, считая, что вся энергия волн растрачивается в зоне прибоя. К сожалению, надежных зависимостей для предсказания сантиметр длины пляжа.

Интенсивность вдольберегового переноса песка прямо пропорциональна вдольбереговому компоненту волновой энергии, вычисленному в точке разрушения волн. Поэтому интенсивность вдольберегового переноса можно оценить, определив общий баланс энергии волн, обрушивающихся на пляж. При этом для вдольберегового переноса песка получим соотношение $I=KP$, где I — массовый расход движущихся наносов в динах за секунду, K — безразмерный коэффициент пропорциональности, приблизительно равный 0,77, и P — приходящийся на единицу длины пляжа вдольбереговой компонент волновой энергии, который вычисляется в точке разрушения волн и выражается в эргах за секунду на сантиметр длины пляжа.

Источник пляжевых отложений. Основными источниками пляжевых и прибрежных отложений являются речной сток, с которым непосредственно в океан поступают огромные количества песка; морские обрывы из рыхлого материала, который размывается волнами; материал биогенного происхождения (обломки ракушек и кораллов и скелетов мелких морских животных). Иногда источником наносов может служить эрозия рыхлых отложений на мелководье. Пляжевые отложения у берегов Нидерландов отчасти образовались за счет наносов, находящихся на мелководьях Северного моря. Источником пляжевых отложений могут быть эоловые пески, хотя ветер обычно эффективнее удаляет песок с пляжей, чем поставляет его. В тропических широтах многие пляжи полностью образованы из зерен карбоната кальция биогенного происхождения. Этот материал обычно состоит из обломков ракушек, кораллов и известковых водорослей, растущих поверх или в окрестностях окаймляющих рифов. На пляж материал переносится под действием волн над рифом. Некоторые пляжи образованы преимущественно из раковинок форминифер, живущих на песчанистом дне на удалении от рифов.

Для пляжей умеренных широт самым важным источником песка, несомненно, являются ручьи и реки. Эрозия обрывов, по-видимому, обеспечивает, как правило, не более 5 % всего пляжевого материала. Волновая эрозия скалистых берегов обычно происходит медленно, даже если они сложены сравнительно податливыми глинистыми сланцами. Если же морские утесы сложены рыхлыми породами, берег нередко отступает со скоростью до 1 м в год и больше. Лайель в 1873 г. подсчитал, что Ганг и Брахмапутра ежегодно выносят в Бенгальский залив такой объем наносов, который в 780 раз превышает количество материала, образующегося в результате волновой эрозии на 36-мильном участке обрывистого побережья в окрестностях Холдернесса в Англии. Расположенные вдоль открытого берега Северного моря, утесы в Холдернессе подвергаются быстрому разрушению. Согласно Стирсу, эти обрывы, высота которых достигает 12 м, отступают со скоростью примерно 2 м в год.

Удивительно, как много песка выносят реки в засушливых районах (рис. 8). Это связано с тем, что продукты аридного выветривания имеют крупность песчинок и в условиях минимального развития растительного покрова случающиеся время от времени ливневые паводки могут переносить огромные объемы песка. Согласно данным Лангбейна и Шумма, максимальный сток наносов отмечается на водосборах, в которых среднее годовое количество осадков составляет примерно 30 см в год.

Поступающие с суши продукты выветривания первоначально откладываются в устьях рек, впадающих в океан, но затем значительная часть наносов песчаной крупности переносится вдоль берега течениями. Этот движущийся с прибрежными течениями песок может откладываться в заливах или уноситься в глубины океана по подводным каньонам, которые пересекают шельф и эффективно поглощают поступающие наносы. Согласно наблюдениям Менарда, бо́льшая часть глубоководных отложений на абиссальных равнинах вдоль 250-мильного отрезка побережья Калифорнии поступила из двух подводных каньонов — каньона Дельгада на



Рис. 8. Песчаная дельта р. Консепсьон на засушливом побережье Калифорнийского залива. (*Фото любезно предоставлено D. L. Inman*)

Такие дельты — важный источник песка для пляжей.

северном участке побережья и каньона Монтерей на центральном участке. См. *Дельта, Морские осадки.*

Биологические эффекты. В результате непрерывного воздействия волн и постоянного перемещения донных отложений на песчаных пляжах складываются исключительно своеобразные экологические условия. Они совершенно непригодны для крупных растений, и поэтому пляжи населяют преимущественно животные и микроскопические растения. Основную пищу этих животных составляют взвешенные частицы, которые выносятся на пляж прибрежными течениями и застревают в песке. Пляж действует подобно гигантскому песчаному фильтру, отцеживающему взвешенные частицы из воды, которая просачивается на фасе пляжа.

Поскольку процессы формирования пляжей и захвата взвешенных частиц течениями и песком во всех районах мира практически одинаковы, для обитающих на песчаных пляжах животных характерно значительное сходство во внешнем облике и образе жизни, хотя, согласно Долу, в разных районах обитают разные виды. Поскольку уклон дна и другие физические характеристики пляжей изменяются с глубиной, отмечается также пространственная изменчивость видового состава и образа жизни донного населения песчаных пляжей. По способу добывания пищи среди обитателей активного участка пляжевого фаса можно выделить два основных типа: организмы, которые, прорывая ходы в песке, используют его в качестве убежища и отфильтровывают из воды взвешенные частицы с помощью сифонов и других выступающих над песчаным дном выростов тела, и организмы, которые собирают органическое вещество с поверхности песчинок, заглатывая или обсасывая их. Видовой состав обитателей пляжей обычно довольно однообразен, но встречаются они порой в огромных количествах. Например, черви-пескожилы (*Thoracophelia nucronata*), которые заглатывают песок, встречаются на мелкопесчаном пляже в районе Ла-Хольи (Калифорния) в количестве до 10 000 экземпляров на 1 м^2, а двустворчатые моллюски *Donax gouldii* на том же пляже — иногда в количестве свыше 25 000 экземпляров на 1 м^2.

[1] Частицы наносов переносятся во взвешенном состоянии не только течениями, но и волнами путем качения и сальтации. При подходе волн под углом к берегу они подвергаются перемещению по направлению к берегу и вдоль него. (*Прим. ред. пер.*)

На фронтальной зоне пляжа на глубине 5—75 см от поверхности дна часто наблюдается черный слой отложений.[1] В химическом отношении он представляет собой восстановительную зону, в которой pH превышает 8,0. Как доказал Брюс, такое изменение цвета вызвано присутствием сульфида железа, который при окислении на воздухе приобретает красновато-бурую окраску. Образование этого слоя, по-видимому, связано с жизнедеятельностью бактерий, использующих органическое вещество, которое содержится в пляжевых отложениях. Наличие восстановительного слоя способствует осаждению карбоната кальция и цементации пляжевого песка, в результате чего появляются известковистые пляжевые песчаники и конкреции.

В тропических морях берег может быть целиком образован из сцементированных и сцепленных скелетов рифообразующих кораллов и известковых водорослей. В таких случаях система прибрежных течений полностью определяется конфигурацией рифов, которые созданы этими организмами. На участке окаймляющих рифов разрушающиеся волны переносят воду через их край, создавая течения, которые внутри рифов направлены вдоль берега и устремляются обратно в море через глубокие проходы между рифами. В этих условиях пляжи обычно ограничиваются участком бермы и фронтальной зоны, примыкающим к рифу со стороны берега. См. *Риф.*

Дуглас Л. Инмен

Лит.: R. A. Bagnold, *An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics*, USGS Prof. Pap. no. 422-I, 1966; A. J. Bowen, D. L. Inman and V. P. Simmons, Wave set-down and set-up, *J. Geophys. Res.*, 73(8), 1968; J. S. Fisher and R. Dolan (eds.), *Beach Processes and Coastal Hydrodynamics*, 1977; D. L. Inman and R. A. Bagnold, Littoral processes, in M. N. Hill (ed.), *The Sea: Ideas and Observations*, vol. 3, 1963; D. L. Inman and A. J. Bowen, Flume experiments on sand transport by waves and currents, in J. W. Johnson (ed.), *Proceedings of the Eighth Conference on Coastal Engineering*, 1963; D. L. Inman, G. C. Ewing and J. B. Corliss, Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77(8), 1966; D. L. Inman and J. D. Frautschy, Littoral processes and the development of shorelines, *Coastal Engineering*, Santa Barbara Conference of the American Society of Civil Engineers, 1965; M. S. Longuet-Higgins and R. W. Stewart, Radiation stress in water waves: A physical discussion with application, *Deep-Sea Research*, vol. 11, 1964; F. P. Shepard, *Submarine Geology*, 2d ed., 1963; U. S. Army, *Shore Protection*, Planning, and Design, Coastal Eng. Res. Center Tech. Rep. no. 4, 1966; R. L. Wiegel, *Oceanographical Engineering*, 1964.

Доп. лит.: Айбулатова Н. А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море — М., 1966.— 159 с.; Баском В. Волны и пляжи — Л., 1966.— 279 с.; Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов.— М., 1962.— 710 с.; Морская геоморфология. Терминологический справочник.— М., 1980.— 279 с.

Психрометр

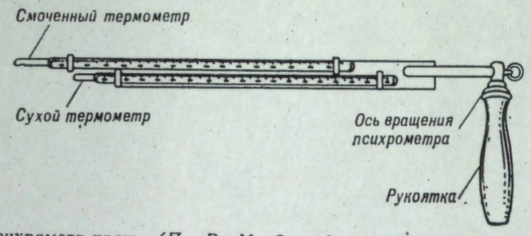
Прибор для измерения влажности воздуха или других газов, состоящий из двух термометров. Резервуар с ртутью одного из термометров обернут тонким чистым батистом или какой-либо другой тканью, равномерно смоченной дистиллированной водой. Температура как резервуара, так и слоя воздуха, находящегося в контакте со смоченной тканью, понижается вследствие затрат тепла на испарение с увлажненной поверхности в набегающий воздух, ненасыщенный водяным паром. Установившаяся при этом температура называется температурой смоченного термометра t'. Она приближается к минимальной температуре, до которой бы охладился воздух у водной поверхности при наличии испарения в атмосферу. Искомая влажность воздуха определяется по показаниям сухого и смоченного термометров с помощью выражения $e=E(t')-AP(t-t')$, где t — показания сухого термометра, e — парциальное давление водяного пара в воздухе, $E(t')$ — давление насыщенного водяного пара при температуре смоченного термометра, P — атмос-

[1] Присутствие восстановительной зоны на фронтальной части пляжа — вопрос спорный, так как при активной динамике вод она обогащена кислородом и активный слой в этой части пляжа (размываемый и намываемый даже в течение одного шторма) может достигать от 0,5—0,7 до 3,0—3,5 м. (*Прим. ред. пер.*)

ферное давление, A — психрометрический коэффициент, зависящий от теплофизических свойств воздуха и воды, а также от скорости вентиляции смоченного термометра.

Другие характеристики влажности, такие, как относительная влажность воздуха или точка росы, определяются по показаниям сухого и смоченного термометров с помощью специальных психрометрических таблиц. В США такие таблицы рассчитаны для скорости вентиляции 4,6 м·с$^{-1}$ при измерении температуры специальными стандартными термометрами, используемыми Службой погоды США. При использовании термометров других конструкций может оказаться необходимым изменить скорость вентиляции.

Обычный пращевой психрометр (см. рисунок) состоит из двух ртутных термометров, вмонтированных рядом друг с другом в металлическую или в пластмассовую оправу. Оправа соединена с рукояткой посредством специального подшипника, позволяющего оправе вращаться вокруг оси рукоятки. У одного из термометров стеклянный резервуар,



Психрометр-пращ. *(По D. M. Considine, ed., Process Instruments and Controls Handbook, McGraw-Hill, 1957)*

заполненный ртутью, плотно обернут чистым батистом, который перед измерениями тщательно смачивается дистиллированной водой. При выполнении измерений оправу вместе с термометрами вращают вокруг оси рукоятки с угловой скоростью примерно 4 оборота в секунду до тех пор, пока температура смоченного термометра не перестанет падать.

Психрометр другого типа состоит из двух чувствительных к температуре элементов, один из которых увлажнен. Эти элементы заключены в трубку, где они обтекаются воздушным потоком, создаваемым специальным вентилятором. Скорость этого обдува достаточно велика для того, чтобы температура смоченного элемента вышла на стационарный режим, соответствующий параметрам прибора. Такие психрометры часто используются на метеорологических станциях.

Существует несколько источников ошибок измерения влажности с помощью психрометра. Это погрешности измерения температуры, отклонение скорости вентиляции от нужного значения, плохой батист и его неплотное прилегание к резервуару термометра, недостаточно чистая вода для смачивания, дополнительные притоки тепла к резервуару термометра за счет радиационного обмена и теплопроводности, неопределенность фазового состояния воды при измерениях в условиях низких температур.

В общем точность прибора максимальна при температуре воздуха выше точки замерзания воды и оказывается существенно меньше при отрицательных температурах. Так, например, при температуре — 15 °С и относительной влажности 50 % только за счет обычной погрешности тарировки стандартного пращевого психрометра относительная погрешность измерений оказывается равной 25 %, в то время как при температуре воздуха 15 °С эта ошибка уменьшается до 5 %.

Ричард М. Шотланд

Лит.: C. F. Marvin, *Psychrometric Tables*, U. S. Department of Commerce, W. B. 235, 1941; W. F. K. Middleton and A. F. Splhaus, *Meteorological Instruments*, 1953; A. Wexler (ed.), *Humidity and Moisture*, 1965.

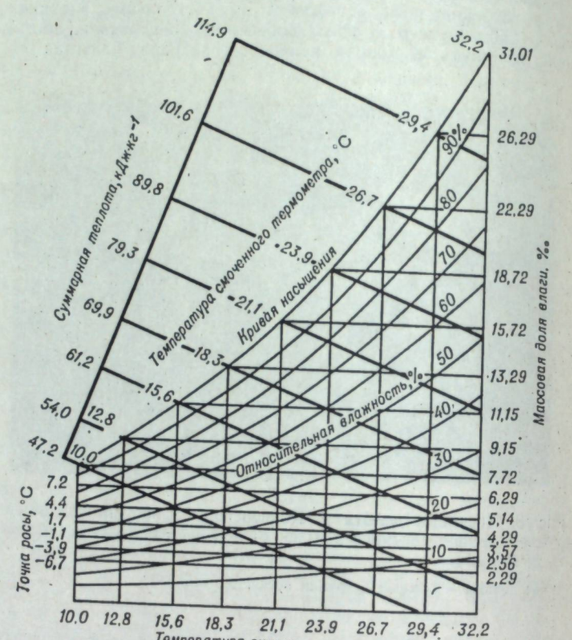
Доп. лит.: Стернзат М. С. Метеорологические приборы и измерения.— Л., 1978.

Психрометрия

Исследование физических и термодинамических свойств атмосферы. К основным величинам, представляющим интерес при изучении вопросов кондиционирования воздуха, следует отнести: 1) температуру сухого термометра, 2) температуру смоченного термометра, 3) точку росы, 4) абсолютную влажность, 5) относительную влажность, 6) энтальпию, 7) теплоту фазовых переходов, 8) суммарную теплоту, 9) плотность, 10) давление.

Совершенно чистая атмосфера представляет собой смесь сухого воздуха и водяного пара. Эти компоненты не зависят друг от друга, и каждая из них в соответствии с присущими ей физическими свойствами подчиняется законам физики. В реальной атмосфере присутствуют также двуокись углерода, озон, пыль и другие загрязняющие примеси, содержание которых в атмосфере не остается постоянным.

Графическое представление. Несмотря на то что сухой воздух и водяной пар являются независимыми составляю-



Психрометрическая номограмма для воздуха при давлении 1013 гПа.

щими, существуют определенные соотношения, которые позволяют отобразить связь между численными значениями физических величин, характеризующих влажный воздух, в общей номограмме, называемой психрометрической номограммой (см. рисунок).

Психрометрическая номограмма удобна для определения взаимосвязи многих переменных, характеризующих состояние атмосферы, и для решения задач, возникающих в области кондиционирования воздуха.

Температура сухого термометра. Под температурой сухого термометра понимается температура окружающего воздуха и водяного пара, измеренная при помощи термометра или иных средств измерения температуры, в которых термочувствительный элемент остается сухим и защищен от воздействия радиации. В качестве единиц измерения обычно используются градусы Фаренгейта или Цельсия. Вертикальные линии на номограмме представляют собой линии равных значений температуры сухого термометра.

Температура смоченного термометра. Если резервуар термометра обернут тканью (батист, шелк или шерсть), пропитанной дистиллированной водой, и воздух обтекает его со скоростью не менее 4,5 м·с$^{-1}$, то показания такого термометра принимаются за температуру смоченного термометра.

Если водяной пар в атмосфере находится в состоянии насыщения, то вода со смоченной ткани испаряться не будет и показания смоченного термометра будут идентичны показаниям сухого термометра. Если же пар ненасыщенный, то вода будет испаряться со скоростью, которая зависит от того, насколько водяной пар при данной температуре близок к состоянию насыщения. Охлаждение, вызванное затратами тепла на испарение, приведет к понижению температуры резервуара; установившееся в результате показа-

ние термометра и будет представлять собой температуру смоченного термометра.

На психрометрической номограмме наклонные прямые линии соответствуют линиям равных значений температуры смоченного термометра. Точки, в которых значения температуры смоченного и сухого термометров одинаковы, соответствуют насыщенному водяному пару, а линия, проходящая через эти точки, называется кривой насыщения или кривой 100 %-ной относительной влажности.

Точка росы. Температура, при которой водяной пар в атмосфере начинает конденсироваться. Если пар находится в состоянии насыщения, то значения температуры сухого термометра, смоченного термометра и точки росы равны. См. *Точка росы.*

Точка росы является мерой фактического содержания водяного пара в атмосфере, которое при определенной точке росы остается постоянным, несмотря на возможные изменения температуры сухого или смоченного термометров. На психрометрической номограмме линии равных значений точки росы представляют собой горизонтальные прямые.

Абсолютная влажность. Фактическое количество водяного пара в атмосфере характеризуется с помощью таких величин, как абсолютная влажность (г·м$^{-3}$) и массовая доля водяного пара (‰), которая представляет собой отношение массы водяного пара (г) к массе сухого воздуха (кг). Поскольку абсолютная влажность находится в прямой связи с точкой росы, на психрометрической номограмме массовая доля влаги приведена на вертикальной шкале справа для различных значений точки росы. См. *Влажность.*

Относительная влажность. Отношение фактического количества водяного пара в атмосфере к тому количеству, которое она содержала бы при той же температуре, если бы была насыщена паром. Это отношение выражается либо в долях единицы, либо в процентах. Например, если бы атмосфера была насыщена водяным паром при 10 °С, то на 1 кг сухого воздуха приходилось бы 7,57 г водяного пара. Если бы затем температура сухого термометра повысилась до 19,4 °С, то тогда при условии насыщения при этой температуре в 1 кг сухого воздуха могло бы содержаться 15,14 г водяного пара. Однако, поскольку при увеличении температуры атмосферы от 10 до 19,4 °С пар не добавляли, его количество осталось прежним, т. е. 7,57 г. Следовательно, относительная влажность составляет 7,57/15,14=0,5, или 50 %.

Энтальпия сухого воздуха. Количество теплоты, уменьшение которого приводит к падению температуры воздуха. Единицей измерения энтальпии в международной системе единиц (СИ) служит килоджоуль (кДж). Одного килоджоуля достаточно, чтобы изменить температуру одного килограмма воды на 0,24 °С или температуру сухого воздуха на 1,02 °С при средних значениях температуры и давления на уровне моря.

Теплота фазового перехода воды в пар. Теплота, необходимая для того, чтобы превратить воду, находящуюся в жидком состоянии, в пар без изменения их температуры. Например, для того чтобы превратить 1 кг воды, находящейся в жидком состоянии при 20 °С, в насыщенный пар при той же температуре, требуется 2454 кДж.

Теплота фазового перехода воды в пар находится в обратной зависимости от давления насыщенного пара. Чем выше это давление (или соответствующая ему температура), тем меньше количество тепла, необходимое для превращения воды в пар. В табл. 1 приведены данные о термодинамических характеристиках воды при различных значениях температуры.

Суммарная теплота. Под суммарной теплотой, или энтальпией, атмосферы понимается сумма энтальпии сухого воздуха, теплоты фазового перехода воды в пар и энтальпии пара, перегретого выше температуры, соответствующей насыщению (точки росы). Суммарная теплота воздуха, насыщенного водяным паром, измеряется при температуре смоченного термометра и выражается в килоджоулях на килограмм сухого воздуха (кДж·кг$^{-1}$). Например, при температуре 20 °С суммарная теплота равна 75,48 кДж·кг$^{-1}$.

Суммарная теплота при заданном конкретном значении температуры смоченного термометра является относительно постоянной величиной, уменьшаясь лишь на 1,5—2 % при относительной влажности ниже 30 %. В табл. 2 приведены значения энтальпии воздуха, насыщенного водяным паром.

Таблица 1. Термодинамические характеристики воды

Температура, °С	Давление насыщенного пара, гПа	Удельная теплота фазового перехода воды в пар, кДж·кг$^{-1}$
0	6,11	2501,0
5	8,72	2489,2
10	12,27	2477,4
15	17,42	2465,7
20	23,37	2453,8
25	31,67	2442,0
30	42,43	2430,2
35	56,23	2418,4
40	73,77	2406,5

Таблица 2. Температура, удельный объем и энтальпия воздуха, насыщенного водяным паром

Температура, °С	Удельный объем, м^3·кг$^{-1}$	Удельная энтальпия, кДж·кг$^{-1}$
0	0,815	28,12
5	0,828	36,61
10	0,845	47,22
15	0,860	59,93
20	0,875	75,48
25	0,894	84,07
30	0,918	117,62
35	0,962	147,28
40	0,996	182,03

Плотность. Плотность воздуха зависит как от высоты, так и от удельной влажности: чем больше высота и чем выше влажность, тем ниже плотность. На уровне моря при атмосферном давлении 1013 гПа и температуре 15 °С плотность воздуха равна 1,2255 кг·м$^{-3}$. На высоте 1525 м при той же температуре плотность составляла бы 1,0204 кг·м$^{-3}$. На уровне моря плотность воздуха, насыщенного водяным паром при 18,3 °С, равна 1,1854 кг·м$^{-3}$. При 18,3 °С по сухому термометру и относительной влажности 30 % плотность воздуха составляет 1,2046 кг·м$^{-3}$. Величина, обратная плотности (кубические метры на килограмм сухого воздуха), называемая удельным объемом, обычно используется чаще, чем плотность. В табл. 2 приводится соотношение между температурой и удельным объемом воздуха, насыщенного водяным паром.

Давление. Атмосферное давление, обычно называемое барометрическим, выражают либо в гектопаскалях (гПа), либо в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.). Нормальное давление на уровне моря составляет 1013 гПа (760 мм рт. ст.).

Давление находится в обратной зависимости от высоты (табл. 3), температуры и влажности. См. *Влажность, Психрометр.*

Джон Эверетс

Таблица 3. Зависимость давления от высоты над уровнем моря (стандартная атмосфера)

Высота, м	Давление, гПа	Высота, м	Давление, гПа
—500	1 074,8	250	982,6
—250	1 043,6	500	954,6
—100	1 025,3	1 000	898,8
0	1 013,2	5 000	540,5
100	1 001,3	10 000	265,0

Лит.: W. H. Carrier, Rational psychrometric formulae, *Trans. Amer. Soc. Mech. Eng.*, 33: 1005—1053, 1911; W. H. Carrier and C. O. Mackley, *A Review of Existing Psychrometric Data in Relation to Practical Engineering Problems*, Amer. Soc., Mech. Eng. Advance Pap., 1936; J. A. Goff, Thermodynamic properties of moist air, *Heat. Piping Air Cond.*, 6(3): 117—132, 1934; W. K. Lewis, The evaporation of a liquid into gas: A correction, Mech. Eng., 55(9): 567—568, 1935; A. Pande, *Handbook of Moisture Determination and Control*, 4 vols., 1974—1975; A. Wexler, *Humidity and Moisture*, 1964—1965; D. D. Wile, Psychrometric charts, *Amer. Soc. Heat. Air Cond. Eng. J.*, vol. 1, no. 8, 1959.

Пыльная буря

Сильный турбулизированный ветер, несущий большие облака пыли. При развитой буре облака мелкой пыли поднимаются до высоты более 3 км и переносятся на расстояния в сотни и тысячи километров.

Песчаные бури, в отличие от пыльных, характеризуются более сильными ветрами, большей массой переносимых частиц и более высокими скоростями их оседания. Песчаное облако редко поднимается выше 1—2 м и не переносится на большие расстояния.

Пыльные бури приводят к возникновению сильной эрозии почв. Так, подобная эрозия наблюдалась в 1933—1937 гг. в районе Великих равнин, США. Пыльные бури не только создают дискомфортные условия, но и нарушают нормальную работу транспорта, так как значительно снижают дальность видимости. Возникновению пыльных бурь способствуют следующие условия: большое количество мелкой пыли или разрыхленной почвы на подстилающей поверхности, ветер у поверхности Земли, достаточно сильный, чтобы поднять эту пыль, и неустойчивая стратификация атмосферы, усиливающая вертикальную турбулентность.

Механизм подъема пыли. Пыль (или песок) поднимается с поверхности Земли под воздействием касательного напряжения при достаточно сильном ветре. Наиболее крупные частицы, достигшие при переносе в воздухе значительных горизонтальных скоростей, падают обратно на земную поверхность, выбивают при этом другие частицы с поверхности и тем самым усиливают процесс.

По классификации Багнольда, пылевыми называются частицы диаметром 10^{-4}—10^{-3} см со скоростью гравитационного оседания от 10^{-2} до 2 см·с$^{-1}$; диаметр частиц песка составляет 10^{-2}—10^{-1} см, а скорость их оседания — от 40 до 60 см·с$^{-1}$. Пыль может подниматься обычными турбулентными вихрями в неустойчиво стратифицированной воздушной массе, однако энергия этих вихрей, как правило, слишком мала для того, чтобы поддерживать крупные частицы песка во взвешенном состоянии. Во время любой пыльной бури поднимаются частицы разных размеров, причем наиболее мелкие из них выносятся на большие высоты, а затем оседают в течение нескольких дней или недель, в результате чего образуется пыльная дымка.

Почвенные факторы. Развитие пыльных бурь зависит в основном от состояния почвы, которое в свою очередь определяется растительным покровом и количеством влаги, связывающей частицы почвы. Состояние растительного покрова и степень увлажненности почвы зависят от количества выпавших ранее осадков в виде дождя и снега. Пыльные бури возникают чаще всего весной, когда полузасушливые области Земли имеют слабый растительный покров. Дробление почвы, переворачивание пластов при весенней вспашке, а также превращение степей в пахотные земли — все это способствует возникновению пыльных бурь.

Метеорологические факторы. Необходимые для возникновения пыльных бурь скорости ветра у поверхности Земли зависят от характеристик почвы. В пустынях песчаные бури возникают при скоростях ветра 8—12 м·с$^{-1}$, в Северной Америке сильные пыльные бури образуются при скоростях 14—16 м·с$^{-1}$ и более. Такие скорости ветра над обширными территориями наблюдаются в хорошо развитых циклонах. При благоприятных условиях на поверхности почвы могут образоваться плотные облака пыли протяженностью в сотни километров. Дальнейшее развитие этих облаков зависит от термодинамической неустойчивости атмосферы (сильное падение температуры с высотой), которая обусловливает интенсивное вертикальное перемешивание и вынос пылевых частиц вверх из приповерхностного слоя воздуха. В связи с этим пыльные бури, как правило, происходят днем, в послеполуденные часы, когда происходит максимальное нагревание нижних слоев воздуха и стратификация наиболее неустойчива. Самые сильные пыльные бури в США почти всегда происходят при поступлении морских полярных воздушных масс с Тихого океана, для которых характерна неустойчивая стратификация вплоть до больших высот. См. *Воздушная масса.*

Пыльные бури, связанные с крупномасштабными ветровыми системами, характерны также для пустынь Сахара и Гоби. Более локализованные, но сильные пыльные бури возникают во всех пустынях при грозовых шквалах См. *Шквал.*

Оптические и электрические эффекты. Мелкие пылевые частицы увеличивают рассеяние света, особенно в коротковолновой области спектра, и Солнце, просматриваемое через пылевое облако, кажется оранжевым или красным; кроме того, наблюдаются другие разнообразные оптические эффекты. Крупные частицы являются эффективными отражателями, поэтому наблюдатель с самолета, находящегося над пыльной бурей, видит как бы сплошную запыленную поверхность с резко очерченной границей.

При трении о воздух или землю частицы пыли приобретают значительный электрический заряд, что может привести к возникновению статического заряда на радиомачтах. Иногда в пылевом облаке возникают электрические разряды.

Честер У. Ньютон

Лит.: R. A. Bagnold, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, 1965; S. A. Trimble et al., *Great Sand Dunes: The Shape of the Wind*, 1975.

Радиационные пояса

Высокоэнергичные заряженные частицы, захваченные геомагнитным полем и образующие пояса интенсивной радиации в космическом пространстве, окружающем Землю. Эти пояса состоят главным образом из электронов и протонов и простираются на расстояние от нескольких сотен километров

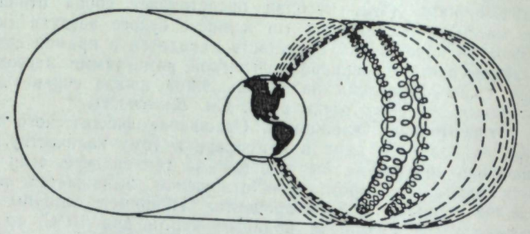


Рис. 1. Движение протона, захваченного геомагнитным полем.

над поверхностью Земли до 7 радиусов Земли (радиус Земли равен 6371 км). Пояса захваченной радиации были открыты Ван Алленом и др. в 1958 г. с помощью детекторов, установленных на спутниках «Эксплорер-1» и «Эксплорер-3».[1] Последующие многочисленные эксперименты показали, что радиация имеет сложную структуру, зависящую от времени. Хотя физические механизмы возникновения поясов радиации до конца еще не известны, считается, что это те же механизмы, которые приводят к возникновению полярных сияний, магнитных бурь и других геофизических явлений.

Движение заряженных частиц. Движение заряженных частиц под влиянием геомагнитного поля можно представить наложением трех отдельных движений. Первое состоит в быстром движении по спирали вокруг магнитных силовых линий; оно вызывается магнитной силой, действующей под прямым углом к скорости частицы и магнитному полю. По мере того как частица, двигаясь вдоль силовой линии, приближается к Северному или к Южному полюсу, увеличение напряженности магнитного поля приводит к ее отражению, в результате чего она колеблется между северным и южным полушариями. На это движение по спирали и колебательное движение наложен медленный зональный дрейф, причем электроны движутся к востоку, а протоны — к западу. Таким образом, отдельные захваченные частицы могут двигаться вокруг Земли по сложным траекториям, причем их движение ограничено магнитными оболочками. На рис. 1 показано движение захваченного протона в течение нескольких переходов из одного полушария в другое. При последующих колебаниях протон может совершить полный оборот вокруг Земли. При отсутствии возмущающих сил, таких, как дополнительные электрические и магнитные поля или соударения с другими частицами, это движение будет продолжаться бесконечно.

Тот факт, что отдельная частица движется по магнитной оболочке, элементы которой состоят из магнитных силовых линий, позволяет описать положение пояса радиации с помощью определения магнитной оболочки, проходящей через этот пояс. В дипольном поле магнитную оболочку можно обозначить числом, равным расстоянию от центра диполя до той точки, где магнитная оболочка пересекает

[1] Захваченная радиация была одновременно обнаружена советским физиком Н. С. Верновым и др. (*Прим. пер.*)

экваториальную плоскость. Вследствие того что земное поле несколько отличается от дипольного, для реального геомагнитного поля в значение этого расстояния необходимо внести некоторую поправку. После этого магнитная оболочка определяется расстоянием (обычно выраженным в радиусах Земли) от центра Земли до пересечения оболочки с экватором, которое обозначается через L. Таким образом, $L=4$ означает, что магнитная оболочка состоит из силовых линий, пересекающих плоскость экватора приблизительно на расстоянии 25 500 км от центра Земли. Обычно потоки захваченных частиц указываются в функции от L, а не от географических координат.

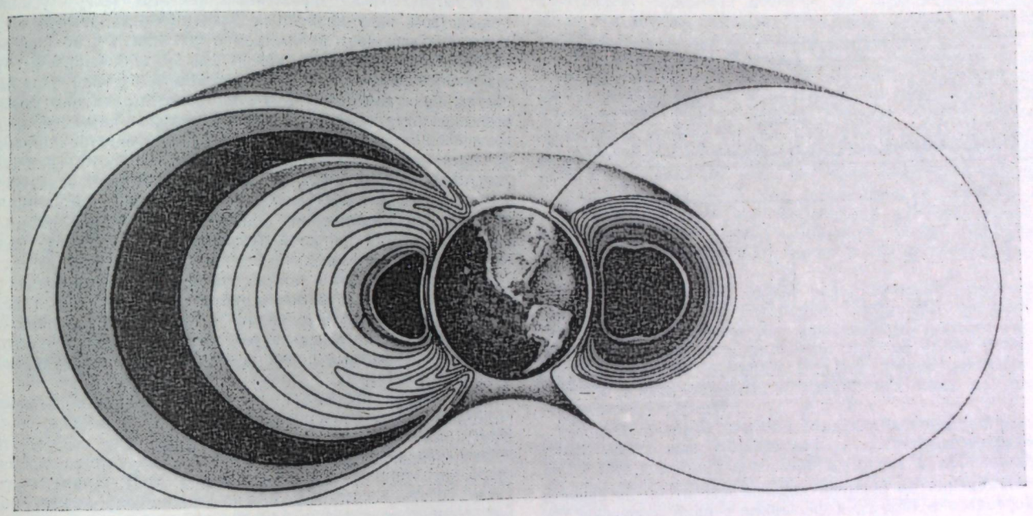


Рис. 2. Строение радиационных поясов Земли.

Справа показаны протоны ($E>15$ МэВ), слева — электроны ($E>0{,}5$ МэВ). Густота штриховки соответствует интенсивности потоков захваченных частиц.

Состав захваченных частиц. Распределение заряженных частиц в радиационных поясах Земли схематически показано на рис. 2. Пространственная структура захваченной радиации обнаруживает два максимума: внутренний радиационный пояс с центром на $L=1{,}5$ и внешний пояс с центром на $L=4{,}5$. Во внутреннем радиационном поясе наиболее проникающими частицами являются протоны с энергиями, достигающими нескольких сотен мегаэлектронвольт. Интенсивность высокоэнергичных протонов с энергией более 15 МэВ достигает 10^5 см$^{-2}$·с$^{-1}$. Однако поток высокоэнергичных протонов быстро убывает с увеличением L и становится незначительным на $L>3{,}0$. Низкоэнергичные протоны с энергиями, достигающими нескольких мегаэлектронвольт, наблюдаются во всей устойчивой области захвата, простирающейся между $L\simeq 1{,}5$ и $L\simeq 8$. Электроны также наблюдаются во всей области захвата с локальными максимумами во внутреннем и внешнем поясах. Электроны, энергия которых достигает нескольких мегаэлектронвольт, являются наиболее проникающей составляющей во внешнем поясе радиации.

Эксперименты показали, что геомагнитным полем захватываются ядра гелия (альфа-частицы) с энергией несколько мегаэлектронвольт, причем их максимальный поток составляет на $L=3{,}1$ несколько сотен частиц на квадратный сантиметр за секунду (с энергией больше 2 МэВ). Следовательно, поток альфа-частиц составляет только около $2\cdot10^{-4}$ потока протонов, однако ядра гелия играют важную роль в механизме образования поясов радиации.

В табл. 1 приведены средние значения потоков захваченных электронов и протонов в функции от параметра магнитной оболочки L. Следует отметить, что потоки значительно изменяются во времени, особенно потоки электронов во внешнем поясе. В табл. 1 приведены также значения характерной энергии E_0, определяемой следующим уравнением:

$$N(E) = N_1 \exp\left[(E - E_1)/E_0\right],$$

где $N(E)$ — дифференциальный поток (см$^{-2}$·с$^{-1}$·МэВ$^{-1}$) и N_1 — значение дифференциального потока для E_1. Из табл. 1

Таблица 1. Всенаправленные потоки и характерные энергии захваченных частиц на экваторе

Параметр магнитной оболочки L	Низкоэнергичные протоны ($E>0{,}4$ МэВ)		Высокоэнергичные протоны ($E>15$ МэВ)		Электроны ($E>0{,}5$ МэВ)	
	поток, см$^{-2}$·с$^{-1}$	E_0, МэВ	поток, см$^{-2}$·с$^{-1}$	E_0, МэВ	поток, см$^{-2}$·с$^{-1}$	E_0, МэВ
1,25	$4\cdot10^4$	2,2	$1\cdot10^4$	20	$4\cdot10^7$	0,9
1,5	$1\cdot10^6$	2,2	$1\cdot10^5$	13	$6\cdot10^7$	0,4
2,0	$1{,}6\cdot10^7$	2,1	$7\cdot10^4$	8	$3\cdot10^6$	0,13
2,5	$1\cdot10^5$	0,6	$8\cdot10^3$	8	$2\cdot10^5$	0,33
3,0	$2\cdot10^8$	0,4	$2\cdot10$	7	$6{,}7\cdot10^4$	0,42
3,5	$1\cdot10^8$	0,34			$3\cdot10^5$	0,5
4,0	$3\cdot10^7$	0,3			10^6	0,4
5,0	$4\cdot10^6$	0,13			$2{,}5\cdot10^6$	0,35
6,0	$9\cdot10^5$	0,11			$9\cdot10^5$	0,25

видно, что для протонов E_0 систематически уменьшается с увеличением L. Подобная тенденция наблюдается и у электронов, но в области между внутренним и внешним поясами поток электронов минимален и энергетический спектр обогащен низкоэнергичными электронами.

Изменения во времени. Интенсивность, энергетический спектр и пространственное распределение частиц в радиационных поясах изменяются со временем. Наиболее сильные изменения происходят во время магнитных бурь, а более слабые связаны с флуктуациями магнитного поля. Эти изменения наиболее резко выражены для частиц во внешнем поясе с $L\geqslant 3{,}0$. Во время магнитной бури поток электронов во внешнем поясе может возрасти на порядок величины или более, причем величина этого возрастания различна для разных бурь.

На рис. 3 показаны изменения во времени потока электронов с энергией более 0,5 Мэв на экваторе для $L=4$ и одновременные изменения индекса магнитной активности K_p. Иррегулярные флуктуации геомагнитного поля увеличиваются с ростом K_p. Поток электронов заметно возрастает после магнитных флуктуаций и медленно затухает при стабильном состоянии земного поля. Потоки низкоэнергичных протонов во внешнем поясе также возрастают во время магнитных бурь, хотя поток протонов обычно изменяется меньше, чем поток электронов.

Поток высокоэнергичных протонов во внутреннем поясе сравнительно постоянен во времени — нужна очень сильная

магнитная буря, чтобы заметно изменить его интенсивность. Наиболее резко выраженный эффект во время магнитных бурь состоит в уменьшении потока захваченных протонов, особенно на больших расстояниях от Земли.

На внешней границе радиационного пояса большие изменения во времени наблюдаются часто, причем наблюдается суточная вариация, вызванная искажением магнитного поля Земли под действием давления солнечного ветра, т. е. потока ионизованной плазмы, выброшенной из Солнца. Возникающая при этом асимметрия поля вызывает суточную вариацию захваченной радиации. Изменения давления солнечного ветра приводят к изменению степени искажения магнитного поля и также вызывают колебания потока заря-

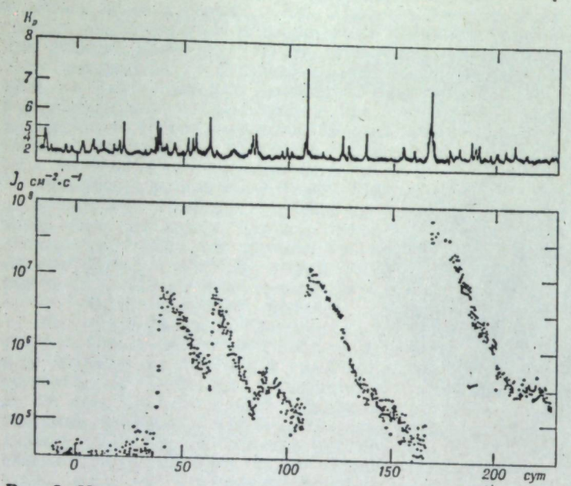


Рис. 3. Изменения во времени индекса магнитной активности K_p, измеренного в 1965 г., и связанные с ними изменения потока захваченных электронов ($E>0{,}5$ МэВ) на $L=4$.

женных частиц на больших L. См. *Кратковременные геомагнитные вариации, Магнитосфера.*

Искусственные радиационные пояса. По крайней мере в девяти случаях высокоэнергичные электроны были инжектированы в геомагнитное поле и захвачены в нем в результате ядерных взрывов на больших высотах. В табл. 2 приведены даты и условные обозначения этих взрывов, а также максимальные значения возникающих при этом потоков частиц. За исключением взрыва *Старфиш* в 1962 г., все инжекции были непродолжительными, и искусственные пояса радиации затухали до фоновых уровней в течение нескольких суток (взрывы *Тик* и *Орэндж*) и в течение нескольких недель (другие взрывы). Некоторые электроны пояса *Старфиш* существовали еще в 1968 г., хотя интенсивность потока уменьшалась вдвое в течение каждого года.

Таблица 2. Искусственные радиационные пояса

Событие	Дата	Максимальный всенаправленный захваченный поток, см$^{-2}$·с$^{-1}$
Тик	1 августа 1958 г.	10^6
Орэндж	12 августа 1958 г.	10^3
Аргус-I	27 августа 1958 г.	10^5
Аргус-II	30 августа 1958 г.	10^5
Аргус-III	6 сентября 1958 г.	10^6
Старфиш	9 июля 1962 г.	10^9
СССР-I	22 октября 1962 г.	$7\cdot10^7$
СССР-II	28 октября 1962 г.	$2\cdot10^8$
СССР-III	1 ноября 1962 г.	10^8

Происхождение частиц и их исчезновение. Сразу же после открытия радиационных поясов было сделано предположение, что захваченные электроны и протоны возникают в результате спонтанного распада нейтронов, образованных при столкновении космических лучей с земной атмосферой. Ранние оценки потоков нейтронов и времени, необходимого для ускользания возникших электронов и протонов из магнитной ловушки, по-видимому, подтверждали эту гипотезу. Однако позднейшие наблюдения показали, что число возникающих таким образом частиц недостаточно для поддержания поясов радиации. Единственным исключением являются высокоэнергичные протоны ($E>20$ МэВ) внутреннего пояса, которые действительно могут образовываться при распаде высокоэнергичных нейтронов. Конечно, захваченные альфа-частицы не могут возникать таким же образом.

Согласно более поздним теориям происхождения захваченных частиц, их ускорению способствуют флуктуирующие электрические и магнитные поля. Геомагнитное поле непрерывно изменяется под влиянием изменений давления солнечного ветра, причем заряженные частицы могут ускоряться посредством индуцированных электрических полей. Эту теорию подтверждает наблюдаемое увеличение потока захваченных электронов после магнитных бурь (см. рис. 3). Флуктуирующие поля вызывают не только ускорение заряженных частиц, но и перемещение частиц через магнитные оболочки, что позволяет частицам, первоначально инжектированным во внешний пояс радиации, перейти во внутренний радиационный пояс. Диффузионный механизм этого типа позволяет понять в общих чертах распределение захваченных частиц, но сложная структура обоих поясов радиации остается еще не выясненной. Одним из следствий радиальной диффузии частиц является тот факт, что характерные энергии частиц, захваченных на близких к Земле магнитных оболочках, выше энергии частиц на внешних оболочках (см. табл. 1). Детальные расчеты процессов ускорения и диффузии частиц во время вариаций геомагнитного поля пока еще отсутствуют вследствие того, что наши знания об электрических и магнитных полях в космическом пространстве все еще недостаточны.

Физическая природа процессов, посредством которых частицы уходят из радиационных поясов, также еще не ясна. Измерения скорости потерь электронов в искусственных поясах радиации позволили определить среднее время захвата электронов с энергией около 1 МэВ. Кроме того, скорость потерь электронов можно также определить по наблюдаемому ослаблению потоков электронов во время магнитно-спокойных периодов (см. рис. 3). Среднее время жизни электронов изменяется от года (в центре внутреннего радиационного пояса) до нескольких суток (во внешнем поясе). На расстоянии нескольких тысяч километров от Земли (т. е. на $L\lesssim1{,}3$) частицы уходят из пояса радиации при столкновениях с атомами и молекулами земной атмосферы. В конце концов эти столкновения приводят к тому, что частица теряет большое количество энергии и становится частью ионосферы. Механизм потерь частиц на больших высотах пока еще неизвестен, но было сделано несколько предположений, из которых наиболее обещающим является гипотеза о взаимодействии частиц с электромагнитными волнами. Волны могут генерироваться группами захваченных частиц или возникать в результате других процессов в магнитосфере. В любом случае электромагнитные поля волн возмущают движение захваченных частиц таким образом, что последние отклоняются в более плотные слои атмосферы, где испытывают столкновения и уходят из области захвата. Теоретические оценки скорости потерь, вызванных этим эффектом, пока еще не позволяют сделать определенного вывода о реальности подобного механизма.

Связь с другими явлениями. Радиационные пояса непосредственно или косвенно связаны с рядом других геофизических явлений. В некоторых теориях полярных сияний принимается, что электроны и протоны, которые, взаимодействуя с верхней атмосферой, вызывают эти явления, временно накапливаются в геомагнитной ловушке. Однако попытки объяснить полярные сияния как непосредственный результат потери частиц из радиационных поясов не увенчались успехом, поскольку энергия, аккумулированная захваченными частицами, достаточна для того, чтобы поддержать полярное сияние только в течение нескольких минут. Есть, однако, основания считать, что процессы, ускоряющие частицы радиационных поясов, могут быть ответственны также и за ускорение авроральных частиц. См. *Полярное сияние.*

Захваченные частицы играют важную роль в магнитных бурях. Одной из важнейших особенностей магнитной бури является главная фаза, во время которой горизонтальная составляющая геомагнитного поля, измеренная на экваторе, уменьшается. Это уменьшение приписывают электрическим токам, возникающим в результате дрейфа захваченных протонов и электронов вокруг Земли. См. *Геомагнитная буря.*

Частицы почти непрерывно утекают из поясов радиации в земную атмосферу. Этот процесс приводит к дополнительной ионизации верхних слоев атмосферы, т. е. к увеличению концентрации ионов и электронов в ионосфере. Возможно, что часть энергии, необходимой для возникновения свечения атмосферы, генерируется при высыпании заряженных частиц в атмосферу. См. *Ионосфера, Свечение атмосферы.*

Влияние на космические корабли. Если космический корабль подвергается продолжительному воздействию радиации, потоки захваченных электронов и протонов могут оказывать пагубное воздействие на его экипаж и причинять ущерб оборудованию. Вследствие пространственной структуры поясов радиации степень повреждений существенно зависит от положения корабля в космическом пространстве, т. е. от его орбиты. Во внутреннем поясе высокоэнергичные протоны проникают через вещество с удельной массой несколько г·см$^{-2}$ и при этом могут повредить приборы на борту корабля. Во внешнем поясе радиации проникающая способность захваченных частиц уменьшается, и повреждения могут быть нанесены только такому оборудованию, как солнечные фотоэлементы. Так, после высотного ядерного взрыва 9 июля 1962 г. некоторые спутники перестали передавать информацию вследствие прекращения электропитания из-за повреждения фотоэлементов.

Мартин Уолт

Лит.: W. H. Ness, G. D. Mead, and M. P. Nakada, Diffusion of protons in the outer radiation belt, *Rev. Geophys.*, 3: 4777—4791, 1965; F. S. Johnson, *Satellite Environment Handbook*, 2d ed., 1965; B. M. McCormac (ed.), *Magnetospheric Particles and Fields*, 1976; B. M. McCormac and A. Omholt (eds.), *Atmospheric Emissions*, 1969; C. E. McIlwain, Radiation belts natural and artificial, *Science*, 142: 355—361, 1963; B. J. O'Brien, Review of studies of trapped radiation with satellite-borne apparatus, *Space Sci. Rev.*, 1: 415—484, 1962; J. G. Roederer, *Dynamics of Geomagnetically Trapped Radiations*, 1970; R. S. White, The Earth's radiation belt, *Phys. Today*, 19: 25—38, 1966.

Радиация

Излучение и распространение энергии, а также сама излучаемая энергия (от лат. radiare — испускать лучи). К понятию радиации можно отнести электромагнитное, корпускулярное и в определенном смысле акустическое излучение. В зависимости от длины волны электромагнитное излучение принято делить на несколько видов. Существует так называемая шкала электромагнитных волн, на которой в порядке убывания длины волны располагаются следующим образом: радиоволны, инфракрасные лучи, видимый свет, ультрафиолетовые лучи, рентгеновские и γ-лучи. Электромагнитное излучение имеет двойственную корпускулярно-волновую природу: с одной стороны, оно обладает волновыми свойствами — интерференции, дифракции и др., а с другой — представляет собой поток частиц — фотонов. Так как энергия фотона обратно пропорциональна длине волны, указанная классификация электромагнитного излучения учитывает и изменение энергии фотона.

В зависимости от частоты различают следующие виды акустического излучения: инфразвуки, ультразвуки и слышимые звуки, воспринимаемые человеческим ухом. Частота последних лежит в диапазоне 16 — 20 000 Гц. Источники излучения в звуковом диапазоне длин волн весьма разнообразны. При взрыве, детонации или наличии других мощных источников (излучателей энергии) возникают волны особого вида — ударные волны. Фронт ударной волны представляет собой поверхность разрыва, на которой скачком изменяются давление, плотность и скорость движения среды. Существуют различные типы ультразвуковых излучателей, в том числе широко распространены пьезоэлектрические преобразователи. Ультразвуковое излучение в этих преобразователях образуется за счет вибрации кристаллической пластинки, помещенной в поле переменного электромагнитного тока.

Корпускулярным излучением называют потоки элементарных частиц вещества, в частности потоки α- и β-частиц, образующихся при радиоактивном распаде. К этому виду излучения относятся также космические лучи. Первичные космические лучи состоят главным образом из протонов, в состав же вторичных космических лучей входят практически все известные в настоящий момент элементарные частицы. См. *Космические лучи.*

Мак Аллистер Х. Халл, мл.

Доп. лит.: Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л., 1965.— 691 с.

Радиоактивные выпадения

Радиоактивные материалы, которые образуются при ядерном взрыве в атмосфере. В узком смысле этот термин характеризует вещества, осевшие на подстилающую поверхность, но обычно используется более широко и относится также к взвешенным в воздухе примесям.

Ядерный взрыв. Ядерный взрыв происходит в результате быстрых и (в отличие от атомных реакторов) практически неконтролируемых процессов деления урана-235 или плутония-239. Энергия взрыва атомной бомбы, основанной на процессе деления атомов, выражается в тысячах тонн тротилового, или тринитротолуолового (ТНТ), эквивалента и обычно не превышает сотен килотонн. Мощность взрыва значительно увеличивается при использовании атомной бомбы как механизма для запуска реакции синтеза, приводящей к термоядерному взрыву. Мощность таких термоядерных устройств может достигать сотен тысяч килотонн (т. е. сотен мегатонн).

Возникающая при взрыве радиоактивность связана с продуктами деления и активации. Основной реакцией при атомном делении является расщепление атомов исходного материала (урана или плутония) на два более мелких элемента (продукты деления). Все эти легкие элементы неустойчивы и испускают β- и γ-радиацию, пока не достигнут устойчивого состояния.

В ходе реакции деления высвобождаются нейтроны, которые могут взаимодействовать с веществом окружающей среды или корпуса бомбы, что приводит к образованию радиоактивных продуктов активации. За счет нейтронной активации радиоактивные продукты образуются также и в процессе синтеза.

При делении одного атома урана или плутония мгновенно выделяется энергия, равная почти 200 МэВ, так что для взрыва мощностью 1 кт требуется более 50 г делящихся материалов. Выброс большого количества энергии приводит к образованию ударной волны; температура в эпицентре взрыва достигает 10^6 °С. Сам корпус бомбы и окружающее ее вещество при этом испаряются, образуя огненный шар, который затем поднимается в атмосферу. Высота, на которой огненный шар охлаждается настолько, чтобы стабилизировать свое положение, зависит от мощности взрыва. В общем при атомном взрыве такая стабилизация происходит в тропосфере на высоте облаков, в то время как при термоядерном взрыве огненный шар проникает в стратосферу и стабилизируется на высоте более 18 км.

При охлаждении огненного шара испарившееся вещество конденсируется в виде мелких частиц. Если взрыв производится высоко над землей, в них содержатся только те вещества, из которых была сделана бомба. Прежде чем достигнуть земли, эти мелкие частицы переносятся ветром и распространяются на обширные территории. При взрыве же вблизи подстилающей поверхности огненный шар уносит вверх много инертных веществ. Значительная часть радиоактивных осколков конденсируется на больших инертных частицах (например, почвы), с которыми соединяется также множество мелких радиоактивных частиц. Под действием силы тяжести большие частицы быстро осаждаются, так что значительная часть радиоактивных примесей в течение нескольких часов может выпасть на землю вблизи места взрыва. Напротив, радиоактивные частицы, попавшие при термоядерном взрыве на большие высоты, достигают подстилающей поверхности только спустя месяцы или годы. Подземные ядерные взрывы не вызывают радиоактивных выпадений, поэтому они не попадают под действие подписанного в 1962 г. договора о запрещении ядерных испытаний.

Первый ядерный взрыв был осуществлен в Нью-Мексико в 1945 г. Вскоре последовала бомбардировка двух японских городов: Хиросимы и Нагасаки. До 1978 г. шесть государств провели большое количество испытаний ядерного и термоядерного оружия. Соединенные Штаты Америки проводили такие испытания в штате Невада и в Тихом океане, Великобритания — в Австралии и на о. Рождества. Советский Союз также имеет несколько полигонов.

Испытания в атмосфере проводились наиболее интенсивно в 1954, 1958 и 1961 гг., а затем были приостановлены в результате подписания договора об их запрещении. Однако Франция и Китай не подписали этот договор и продолжают проводить испытания в атмосфере, причем Франция для этого использует полигоны в Сахаре и в южной части Тихого океана, а Китай — полигон во внутреннем районе Лоб-нор. Один подземный взрыв произвела Индия.

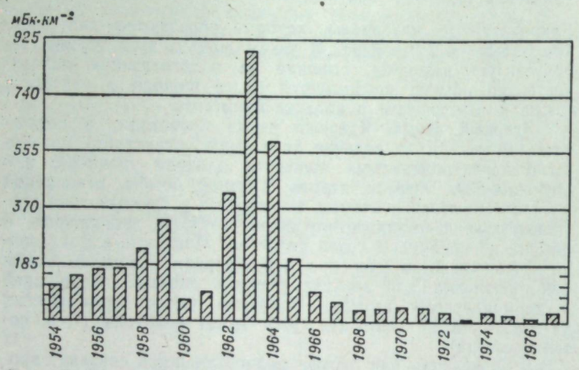


Рис. 1. Распределение во времени выпадения стронция-90 в Нью-Йорке. *(Данные Health and Safety Laboratory, U. S. Atomic Energy Commission).*

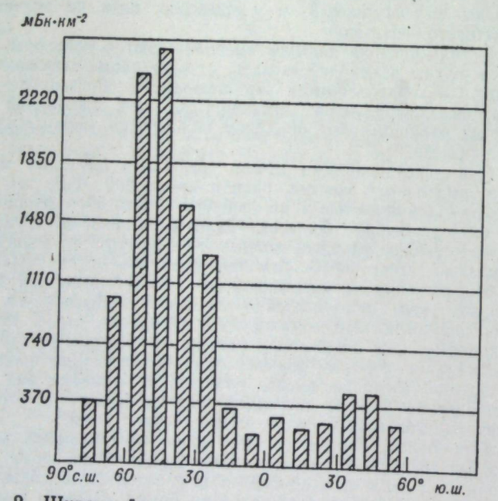


Рис. 2. Широтный ход суммарного выпадения стронция-90 в 1966 г. *(Данные Health and Safety Laboratory, U. S. Atomic Energy Commission).*

Радиоактивные продукты. Общая энергия деления, выделившаяся во всех испытаниях, составляет около 200 Мт, а общая мощность взрывов превысила 500 Мт. Производство существующих длительное время продуктов деления составило 740 ПБк для стронция-90 и 1110 ПБк для цезия-137. На рис. 1 показано распределение во времени выпадения стронция-90 в Нью-Йорке, которое можно считать типичным для средних широт северного полушария. На рис. 2 приведен широтный ход выпадения ^{90}Sr в 1966 г. Испытания вплоть до 1978 г. не могли сильно изменить эту картину, поскольку за счет взрывов, производившихся в атмосфере после подписания договора о запрещении ядерных испытаний, суммарная мощность увеличилась менее чем на 10 %.

Локальное выпадение. Локальное выпадение — это осаждение крупных радиоактивных частиц вблизи места взрыва. Оно может представлять значительную опасность в окрестности места взрыва. Мельчайшие частицы, которые переносятся на значительно большие расстояния, образуют глобальное выпадение. Радиоактивностью обладают изотопы (радионуклиды) примерно 60 различных элементов, образующихся в процессе деления, некоторые другие элементы, появляющиеся при активации, а также неподелившиеся уран и плутоний. Каждый радиоактивный изотоп, образующийся в процессе деления, проходит три или четыре последовательные стадии радиоактивного распада, после чего становится стабильным нуклидом. Время радиоактивного полураспада различных продуктов деления колеблется от долей секунды до примерно 100 лет. Общий β- или γ-распад радиоактивных элементов в любой момент времени пропорционален их суммарной активности в степени —1, 2. Таким образом, распад сначала происходит очень быстро, а затем, когда изотопы с малым временем жизни исчезнут, медленно.

Наибольшую опасность при локальном выпадении представляет γ-облучение, которому будут подвергаться люди вблизи места выпадения, поэтому следует проектировать укрытия и убежища таким образом, чтобы они могли защитить уцелевших при взрыве людей от этого вида радиации. В настоящее время сила взрыва столь велика, что убежища, которые смогут устоять под действием ударной волны, обеспечат и необходимую защиту от приходящей радиации.

Для так называемых чистых ядерных взрывов отношение силы взрыва к количеству произведенных продуктов деления велико. По этой причине мелкие взрывы деления называют грязными, хотя абсолютное количество продуктов деления для них может быть значительно меньше, чем для большой «чистой» бомбы. Можно также увеличить уровень радиоактивности и, следовательно, выпадение, если снабдить бомбу оболочкой из легко активируемого материала, например из кобальта.

Тропосферные и стратосферные выпадения. Как упоминалось ранее, при ядерном взрыве крупные частицы выпадают в непосредственной близости от места взрыва. Более мелкие частицы переносятся ветрами в тропосфере или стратосфере в основном с запада на восток. Осколки, попавшие в тропосферу, обходят вокруг Земли примерно за две недели, в то время как материалы, выброшенные в стратосферу, могут двигаться значительно быстрее. Горизонтальный перенос в направлении север—юг слабее. После испытаний ядерной бомбы в тропиках, например, может пройти несколько месяцев, прежде чем радиоактивность распространится на все северное полушарие. Обмен примесями между северным и южным полушариями в тропосфере весьма незначителен, но в стратосфере может быть довольно заметным. Из тропосферы радиоактивные осколки переносятся к земной поверхности главным образом осадками; сухое осаждение составляет, по-видимому, 10—15 % общего выпадения. Время жизни радиоактивных материалов в тропосфере не превышает 30 сут. Механизм переноса из стратосферы в тропосферу пока еще до конца не изучен, однако из проведенных измерений следует, что область преимущественного осаждения захватывает средние широты северного и южного полушарий. Так как большинство испытаний проводилось в северном полушарии, суммарное радиоактивное выпадение в нем примерно в три раза больше, чем в южном.

Ущерб. После выпадения радиоактивных частиц их дальнейшая судьба зависит главным образом от химической природы входящих в них радионуклидов. Так как связанный с глобальным выпадением уровень γ-радиации пренебрежимо мал, следует уделить особое внимание таким нуклидам, которые могут представлять опасность при поступлении в биосферу. Так, эти нуклиды могут задерживаться растительностью как в результате прямого осаждения на листья, так и за счет поглощения корневой системой примесей, попавших в почву. Далее растительность может стать пищей животных, а животные (и растения) в свою очередь — пищей человека. По сравнению с такой возможностью, ущерб от вдыхания радиоактивных материалов следует считать менее существенным.

С этой точки зрения наибольшую опасность представляют три радионуклида: стронций-90, цезий-137 и иод-131. Испускающий β-лучи стронций-90 следует метаболизму кальция и может накапливаться в костях. Если уровень возникающей при этом радиации достаточно высок, она может привести к возникновению рака костей или лейкемии. Цезий-137 накапливается в мягких тканях и излучает как β-радиацию, так и γ-радиацию. Он может вызвать серьезные генетические последствия, но не столь опасен для человека, как стронций-90. Иод-131 — это сравнительно короткоживущий изотоп, который, вероятно, опасен только в тропосферных выпадениях. Он легко поглощается молочным скотом на пастбищах и быстро попадает в молоко. Вместе с молоком радиоактивный иод поступает в организм человека и концентрируется в щитовидной железе. Это особенно опасно для потребляющих много молока детей, щитовидная железа у которых меньше, чем у взрослых.

Отбор проб. Контроль за радиоактивными выпадениями осуществляется во многих странах. Как правило, система наблюдений включает сеть станций, отбирающих пробы взвешенной и осажденной пыли, а также молока и других продуктов. Содержание иода-131 или цезия-137 в организме человека можно проконтролировать, используя обычный γ-счетчик. Напротив, содержание стронция-90 можно определить только, получив при вскрытии пробу кости человека. Национальные данные обобщает и рассматривает Научный комитет по влиянию атомной радиации при Организации Объединенных Наций. Его отчеты регулярно публикуются и содержат подробные обзоры доступной информации относительно уровня выпадений и ожидаемого ущерба.

Изучение радиоактивных выпадений включает также отбор проб в стратосфере с помощью аэростатов и самолетов, предназначенных для полетов на больших высотах. В тропосфере с этой целью используются обычные самолеты. Таким образом, создана хорошо продуманная система мониторинга, т. е. контроля состояния природной среды. Эта система не только решает свои непосредственные задачи, но и поставляет в большом объеме научную информацию. Она способствует пониманию играющих важную роль в метеорологии процессов переноса примесей в стратосфере, а также поставляет информацию о поступлении и метаболизме различных химических элементов в растениях, а также в организме животных и человека. Соответствующие результаты приводятся в специальных журналах по метеорологии, сельскому хозяйству и биологии.

Дж. Х. Харли

Лит.: Reports of the United Nations Committee on the Effects of Atomic Radiation, 1958, 1962, 1964, 1966, 1969, 1972, 1977, U. S. Public Health Service, *Radiological Health Data and Reports, monthly* (through 1974).

Доп. лит.: Стыро Б. И., Луянов В. Ю., Шопаускас К. К. Радиоактивность атмосферы и метеорология.— Вильнюс, 1975.

Радиолокационная метеорология

Исследование рассеяния радиоволн при различных явлениях в атмосфере и применение радиолокаторов для метеорологических наблюдений и прогнозирования. В метеорологии использование радиолокаторов стало возможным потому, что они позволяют обнаруживать скопления капель воды и кристаллов льда. Но их можно применять также для наблюдения грозовой деятельности и обнаружения в атмосфере областей с большими градиентами температуры и влажности. В этой статье рассмотрены следующие проблемы и применения радиолокаторов: отражение радиоволн частицами воды и льда, использование радиолокаторов для измерения количества осадков, изучение формирования облаков и процесса выпадения осадков, наблюдения за торнадо и ураганами, радиолокационные отражения от объектов иного типа, нежели капли воды и кристаллы льда.

Эхо-сигналы от скоплений капель воды и кристаллов льда. При наблюдениях скоплений частиц воды и льда практически можно использовать то же радиолокационное уравнение, что и в случае наблюдений морских судов и самолетов. Нужно лишь соответствующим образом интерпретировать входящий в это уравнение параметр σ, представляющий радиолокационное сечение цели. Радиолокационное сечение определяется как площадь, перехватывающая такое количество энергии, которое при изотропном переизлучении обеспечивает интенсивность эхо-сигнала, равную наблюдаемой интенсивности эхо-сигнала от частицы воды или льда. Когда радиоволна перехватывается каплей, незначительная часть энергии поглощается и рассеивается обратно к радиолокатору, а основная часть энергии распространяется дальше и перехватывается следующими каплями. Радиолокационное сечение сферической частицы воды или льда, диаметр которой мал по сравнению с длиной волны, описывается уравнением рассеяния Рэлея

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6, \qquad (1)$$

где λ — длина волны; D — диаметр частицы; $|K|^2$ — член, который зависит от диэлектрических свойств частицы; он равен примерно 0,93 для воды и 0,20 для льда, поэтому капля воды отражает в пять раз больше энергии, чем кристалл льда того же размера. Хотя количество энергии, рассеиваемой в обратном направлении отдельной частицей, мало, радиосигнал на данном расстоянии формируется за счет всех капель, находящихся внутри области радиолуча в объеме, равном половине объема зондирующего импульса. В зоне осадков концентрации частиц составляют, вероятно, 1000 капель на 1 м³ воздуха, т. е. обратное рассеяние создается одновременно множеством частиц.

Так как капли дождя все время движутся относительно друг друга, интенсивность эхо-сигнала быстро флуктуирует во времени. При случайном распределении частиц среднее по времени количество энергии будет равняться сумме количеств энергии, рассеиваемых каждой частицей. Когда область дождя или снега перехватывает весь радиолокационный луч, средняя энергия принятого эхо-сигнала $\overline{W}_r$ будет равна

$$\overline{W}_r = \frac{P_t A_e h}{8\pi R^2} \sum \sigma, \qquad (2)$$

где P_t — количество энергии, излученной радиолокатором; A_e — так называемая эффективная площадь антенны; h — длина импульса, R — расстояние и $\sum\sigma$ — сумма радиолокационных сечений всех частиц в некотором единичном объеме воздуха.

Совместный анализ уравнений (1) и (2) показывает, что интенсивность эхо-сигнала быстро возрастает при увеличении размера частиц и уменьшении длины волны. Для обнаружения мелких частиц, например облачных капель диаметром 50—100 мкм, необходимо использовать короткие волны. Для измерения высоты основания и вершин облаков сконструированы радиолокационные установки, работающие на волне длиной около 1 см. В связи с тем что короткие волны сильно ослабляются при поглощении водяным паром и каплями воды, коротковолновые радиолокаторы непригодны для наблюдения зон ливневых осадков и обнаружения облаков на больших расстояниях. Для обнаружения крупных частиц воды и льда в зоне умеренных и сильных осадков необходимо использовать волны длиной более 5 см. Радиолокационные установки, работающие на волне длиной 10 см, позволяют наблюдать зоны сильных ливней на расстояниях свыше 200 миль.

В случае, если частицы воды и льда имеют диаметр, равный длине радиоволны или превышающий ее, уравнение Рэлея становится непригодным и записать простое выражение для радиолокационного сечения тогда невозможно. Такая ситуация возникает при наблюдении града. Расчеты показали, что радиолокационные сечения крупных ледяных сфер оказываются больше радиолокационного сечения водяных капель такого же диаметра и во много раз превышают радиолокационное сечение дождевых капель. Когда на мелких частицах льда образуется тонкий слой воды толщиной примерно 0,1 мм, они дают такой же эхо-сигнал, как и капли воды.

Доплеровский радиолокатор. В начале 60-х годов для изучения атмосферных явлений стали применяться доплеровские радиолокационные установки. Такие установки позволяют измерять не только количество отраженной энергии, но и скорость рассеивателей сигнала вдоль радиолокационного луча. Если луч направить вертикально, то с помощью доплеровского радара можно определить вертикальную скорость капель дождя, снежинок, градин и т. д. Вообще говоря, в каждый момент времени наблюдается множество рассеивающих частиц. Поэтому доплеровский радар дает спектр мощности обратного излучения как функцию вертикальной скорости частиц.

Иногда данные вертикального зондирования с помощью доплеровского радиолокатора позволяют судить о вертикальных движениях воздуха, например о восходящих движениях воздуха при грозах. При слабых движениях воздуха по данным наблюдений на доплеровском радиолокаторе можно вычислить размеры и концентрации дождевых капель. Подобные расчеты позволяют исследовать спектры размеров и концентраций дождевых капель во времени и пространстве и изучать процессы, влияющие на выпадение осадков. В ряде случаев с помощью доплеровского радиолокатора можно получить также информацию о размере градин в свободной атмосфере.

Посредством азимутального сканирования при различных углах подъема антенны с помощью доплеровского радиолокатора можно измерить скорость ветра при условии, что в воздухе присутствуют такие широко распространенные отражатели, как капли дождя, снежинки или даже насекомые. Подобные наблюдения позволяют получить информацию также о вихревой структуре атмосферы.

Наблюдения одновременно с помощью двух или трех сканирующих доплеровских радиолокаторов дают возможность определить двух- или трехмерные поля ветра в зоне ливней и грозовой деятельности

Измерение осадков. Так как радиолокатор принимает энергию, рассеиваемую в обратном направлении частицами воды и льда, открываются возможности его применения для измерения осадков. Для этого необходимо связать интенсивность осадков I с радиолокационным сечением $\sum\sigma$.

Диаметр дождевых капель редко превышает 5—6 мм. Поэтому, если радиолокатор работает на длине волны 10 см, капли будут действовать как рэлеевские рассеиватели и $\sum\sigma$ будет пропорционально $\sum D^6$. Другое преимущество использования этой сравнительно длинной волны состоит в том, что сигналы могут проникать сквозь область умеренных осадков, не подвергаясь значительному ослаблению. Это позволяет пренебрегать помехами от слабого дождя на промежуточных участках пути радиосигнала и определять интенсивность осадков во внутренних областях циклона.

Наблюдения, выполненные с поверхности земли, свидетельствуют о том, что с увеличением D концентрация дождевых капель убывает по экспоненте. Кроме того, измерения показывают, что, хотя имеет место общая зависимость

$$\sum D^6 = aI^b, \qquad (3)$$

параметры a и b имеют разные значения для дождя и снега, а также для разных типов дождей и в разные моменты наблюдений.

Подставляя значение $\overline{W}_r$ из уравнения (2), получим:

$$\overline{W}_r = \frac{CI^b}{R^2}, \qquad (4)$$

где C — константа, зависящая от характеристик радиолокатора и фазы осадков. Показатель степени b обычно принимают равным 1,6 для дождя и 2,0 для снега.

Интересно, что в случае сухого снега несферичная форма снежинок не имеет значения. Отдельные снежинки можно рассматривать как ледяные сферы с низкой плотностью.

Уравнение связи между $\overline{W}_r$ и I проверялось экспериментально. Проведенные в разных районах мира исследования показывают, что при тщательном учете всех факторов радиолокатор позволяет измерить I с вероятной ошибкой порядка 20 %. Обычно ошибка получается значительно больше. Основные ее источники связаны с неопределенностью соотношения между $\sum D^6$ и I, а также с погрешностями измерения эхо-сигнала и калибровки радиолокатора.

Начиная с середины 60-х годов большое внимание уделяется разработке методов оперативных измерений суммарных количеств осадков над водосборами. Измерения проводятся следующим образом. Изучаемый район подразделяется на небольшие участки размером от нескольких до 18 кв. миль. Через интервалы, равные, например, 30 мин. регистрируют интенсивность эхо-сигналов от каждого участка и представляют ее в цифровом виде. Затем полученные данные передаются на ЭВМ, установленную в каком-либо центре гидрологических прогнозов на некотором удалении от радиолокатора. Имея данные об интенсивности эхо-сигналов от разных участков, с помощью ЭВМ можно построить карту распределения интенсивности осадков. Выполняя измерения через регулярные промежутки времени, можно подсчитать суммарные количества осадков в виде дождя или снега на любой площади.

Этот метод разрабатывается в различных научно-исследовательских центрах, в частности в Национальной лаборатории по изучению сильных циклонов, расположенной в Нормане (Оклахома).

Возможно, что в ближайшем будущем радиолокаторы позволят получать количественную информацию об осадках, выпадающих на обширных территориях.

Формирование облаков и процессы выпадения осадков. Радиолокаторы нашли широкое применение для изучения механизмов формирования осадков. На рис. 1 приведена фотография индикатора «дальность—высота» (ИДВ) с изображением эхо-сигнала от кучевого облака. С помощью ИДВ можно определить высоту облачности, где наблюдаются зоны с повышенной отражаемостью. Имея ряд наблюдений, можно определить область, в которой начинают появляться крупные частицы, и установить, с какой скоростью это происходит. В результате исследований такого рода было выяснено, что в конвективных облаках конденсация влаги часто происходит в отсутствие ледяных кристаллов. См. *Физика облаков.*

Радиолокационные наблюдения показали также, что грозовые облака могут расти до больших высот со скоростью более 600 м/мин. Иногда они достигают стратосферы и наблюдаются на высотах более 18 км. Это возможно только

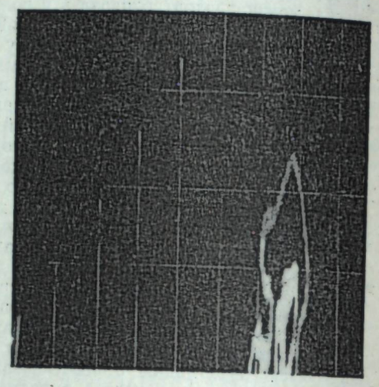


Рис. 1. Эхо-сигнал от кучево-дождевого облака на экране ИДВ вертикально сканирующего радиолокатора, который работает на волне 10 см. *(National Severe Storms Laboratory, Norman, Okla.)*

Расстояние между белыми вертикальными линиями 10 миль. Расстояние между горизонтальными линиями равно 6000 м по высоте. Эхо-сигнал простирается до высоты 15 000 м. Чередующиеся яркие и темные области соответствуют различиям в интенсивности радиолокационного эхо-сигнала.

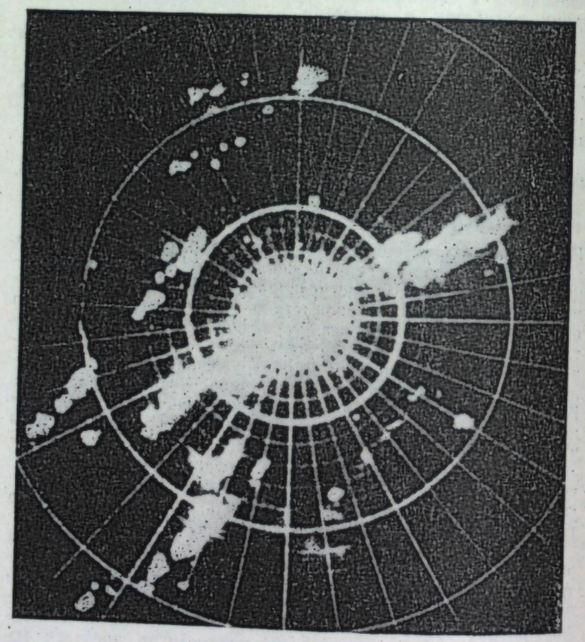


Рис. 2. Серии шкваловых линий на экране ИКО радиолокатора (длина волны 10 см).

Расстояние между жирными яркими линиями окружностей соответствует 50 милям, а между тонкими линиями — 10 милям на местности. Грозовые фронты ориентированы примерно с СВ на ЮЗ.

при наличии сильных восходящих потоков воздуха. В таких облаках, по всей вероятности, отмечается сильная турбулентность и образуется град. Увеличивается вероятность возникновения торнадо. О степени развития турбулентности можно в известной мере судить по флуктуациям интенсивности эхо-сигналов. См. *Град, Гроза.*

Особенно широко метеорологические радиолокаторы применяются для обнаружения зон ливневых осадков и наблюдения за их движением. Информация такого рода позволяет предсказывать время прохождения ливней над определенными районами. Для решения этой задачи лучше всего подходит индикатор кругового обзора (ИКО). На рис. 2 можно видеть несколько фронтальных гроз. Непрерывно наблюдая за ними, можно оповещать потребителей о приближении

ливней. Фронтальная гроза может растянуться на многие сотни миль и состоять из отдельных грозовых ячеек, диаметр которых не превышает 10 км. Хотя продолжительность существования линии шквалов может достигать многих часов, отдельные грозы обычно длятся не более 2 ч. Возникающие вдоль фронта очаги грозовой деятельности находятся в состоянии непрерывного развития и угасания. В связи с этим задача прогнозирования является более трудной, чем это кажется, особенно если прогнозы должны выдаваться с заблаговременностью свыше 1—2 ч. См. *Шквал.*

Характер осадков, выпадающих в обширных зимних циклонах, отличается в некоторых важных отношениях от дождевых осадков из летних конвективных облаков. Установлено, что в таких циклонических системах осадки начинают появляться в виде ледяных кристаллов на больших высотах. Кристаллы объединяются в снежные хлопья, которые по пути к земле подхватываются и переносятся ветром

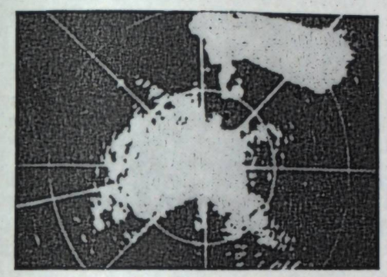


Рис. 3. Эхо-сигнал от кучево-дождевого облака к северо-западу от радиолокационной станции (работает на волне 3 см) с отростком, напоминающим по форме цифру 6; торнадо образовалось в нижней части завитка с южной стороны отростка. *(Фото Illinois State Water Survey, Champaign-Urbana, Ill)*

в горизонтальном направлении. Попадая в слои воздуха с температурой выше 0 °С, они начинают таять. При этом их радиолокационная отражаемость быстро возрастает и на экране радиолокатора появляется яркая полоса (на высоте примерно 1800 м). Растаяв, частицы начинают падать быстрее, чем они падали в виде снежных хлопьев. Если у поверхности земли температура воздуха ниже температуры замерзания, хлопья не тают и выпадают на землю в виде снега. См. *Гидрометеорология, Осадки.*

Торнадо и ураганы. Самый интенсивный вихрь в атмосфере — торнадо — имеет небольшие размеры и короткую продолжительность существования. По этой причине торнадо трудно изучать. Начиная с 1953 г. были выполнены многочисленные радиолокационные наблюдения грозовых облаков, которые порождали торнадо. В ряде случаев отмечалось, что от воронки отходил придаток, напоминающий по форме шестерку (рис. 3), который является безусловным признаком того, что торнадо существует. Надежных методов обнаружения торнадо пока не создано. Но если появление торнадо было замечено, радиолокатор позволял проследить грозовое облако, с которым оно связано, и оповестить населенные пункты, расположенные на его пути.

Всем известно, какой огромный ущерб ежегодно наносят ураганы, сопровождающиеся разрушительным ветром. Перемещаясь в сторону берега или в прибрежной зоне, ураганы вызывают сильнейшие наводнения. Радиолокационные наблюдения показали, что поле осадков чаще всего имеет вид спирали (рис. 4). В некоторых ураганах отмечаются кольцевые эхо-сигналы. Часто перед центральной частью урагана на расстоянии в несколько сотен миль отмечаются грозовые фронты. Для обнаружения и прослеживания ураганов в настоящее время используют оснащенные радиолокаторами самолеты и мощные наземные радиолокационные станции. Это позволяет точно прогнозировать перемещение ураганов. См. *Обнаружение атмосферных вихрей, Торнадо, Ураган.*

Эхо-сигналы от других объектов. Установлено, что концентрации свободных электронов, образующихся при разряде молнии, оказываются достаточно большими, чтобы создать обнаружимое радиолокационное эхо. По наблюдениям, общая длина эхо-сигналов от молний может достигать свыше 50 миль. Отражательная способность канала молнии возрастает при увеличении длины волны. Вследствие быстрой рекомбинации электронов с положительными ионами продолжительность эхо-сигналов от молний составляет в среднем около 0,5 с. См. *Молния, Атмосферики.*

Во многих случаях эхо-сигналы принимались из районов, в которых не было никаких видимых объектов. Такие сигналы обычно называют «ангел-эхо». В ходе исследований удалось узнать многое о происхождении этих эхо-сигналов. Теперь известно, что они могут создаваться насекомыми, птицами или быть связанными с изменениями показателя преломления в атмосфере. При помощи чувствительных радиолокаторов, работающих на волнах 3,2, 10,7 и 71,5 см, производились синхронные наблюдения «ангел-эха». Сопоставление интенсивности отраженных сигналов позволило прийти к выводу, что их источником иногда являются рои насекомых.

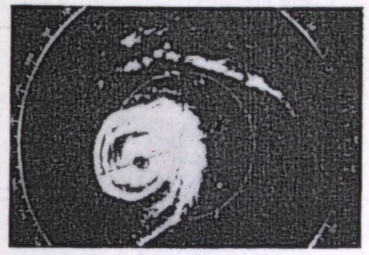


Рис. 4. Ураган Донна, наблюдавшийся 10 сентября 1960 г. на экране 10-см радиолокатора, установленного в Майами (Флорида). *(Фото L. F. Conover, National Hurricane Project, U. S. Weather Bureau, Miami, Fla.)*

Уже в конце 40-х годов было известно, что эхо-сигналы могут иногда поступать из районов, в которых отмечаются большие изменения показателя преломления. Чаще всего эхо-сигналы бывают связаны с инверсиями температуры, т. е. со слоями воздуха, в которых температура увеличивается с высотой. Показатель преломления микрорадиоволн может сильно уменьшаться, если в слое инверсии убывает содержание водяного пара. Турбулентное движение воздуха может приводить к появлению вихрей с разными показателями преломления. Из этого становится понятным, каким образом прозрачный воздух может отразить количество энергии, достаточное, чтобы появился эхо-сигнал. Мощные радиолокаторы позволили обнаружить эхо-сигналы от прозрачного воздуха, связанные с областями турбулентности.

Измерения ветра. Радиолокаторы используют для измерения ветра. С этой целью прослеживают мишени, переносимые в воздушном потоке. В качестве мишеней можно использовать радиолокационные отражатели, подвешиваемые к шарам-пилотам, которые могут подниматься до высоты 30 км, или куски фольги, рассеиваемые с самолета или ракеты. См. *Метеорологические приборы.*

Луис Дж. Баттан

Лит.: American Meteorological Society, *Proceedings of Radar Meteorology Conferences*; D. Atlas, *Advances in Radar Meteorology*, in H. E. Landsberg (ed.), *Advances in Geophysics*, vol. 10, 1964; NATO Advanced Study Institute, Gaslor, *Atmospheric Effects on Radar Target Identification and Imaging*, 1976; A. Williams, *The Use of Radar Imagery in Climatological Research*, 1973; World Meteorological Organization, *Hydrological Requirements for Weather Radar Data*, 1969.

Радуга

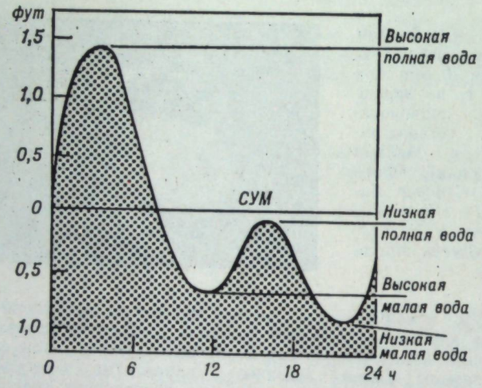
Цветные дуги, видимые на небе, когда Солнце или Луна освещает большое число падающих дождевых капель. Такие дуги центрируются вокруг противосолнечной точки (180° от Солнца). Среди множества параллельных лучей, падающих на водяную каплю, есть луч, который после одного внутреннего отражения покидает каплю при минимальном угле отклонения от направления приходящих лучей. Все остальные лучи после внутреннего отражения выходят из капли при бо́льших углах отклонения. Луч минимального отклонения, который называют еще декартовым, имеет наибольшую интенсивность и потому лучше заметен, чем другие лучи. Поскольку угол отклонения декартова луча для красного света меньше, а для фиолетового больше, множество таких лучей, идущих от большого числа водяных капель одинакового размера, наблюдается как дуга с определенной окраской — красная в верхней части радуги и фио-

летовая в нижней. Угловое расстояние этих дуг от противосолнечной точки всегда больше 40°. Такая система дуг называется первичной радугой.[1] Лучи минимального отклонения, появляющиеся после двух внутренних отражений, образуют аналогичные цветные дуги с угловым расстоянием 51° от противосолнечной точки и представляют собой вторичную радугу. В этой радуге последовательность цветов является обратной — с красной дугой в нижней части радуги и фиолетовой в верхней. См. *Атмосферная оптика.*

Зденек Секера

Расчетные поверхности уровня моря

Уровень моря — это измеренное по вертикали отклонение поверхности моря от некоторой фиксированной поверхности или точки на суше: возвышения на берегу, горного пика либо другой точки отсчета, установленной человеком.



Приливная кривая, показывающая влияние суточных приливов на уровни полной и малой воды.

СУМ — средний уровень моря.

Средний уровень моря представляет собой осредненное положение морской поверхности и часто используется как уровень отсчета для описания возвышения суши или глубины моря. Поверхность моря далека от стационарной сферической формы, поэтому для точного определения ее среднего положения необходимы длительные наблюдения. Обычно с этой целью устанавливаются мареографы, показания которых снимаются каждый час в течение нескольких недель, месяцев или лет. Рекомендуемая длительность наблюдений, необходимая для устранения, насколько это возможно, всех приливных гармоник, составляет 19 лет. Однако часто используются более короткие серии наблюдений. Полученные таким образом данные могут быть согласованы с более репрезентативными значениями среднего уровня моря посредством сравнения с показаниями ближайшего мареографа (в точке, где уровень моря известен точно) за тот же период времени. Такая средняя величина, рассчитанная из наблюдений за установленный период времени, принята в США для измерений и называется расчетным уровнем моря. См. *Изменения уровня моря.*

Если измерения не могут производиться ежечасно, следует использовать результаты отдельных наблюдений, полученные в течение суток (хотя это и связано с некоторой потерей точности). Если же ежедневные значения уровня моря должны быть определены точно, результаты часовых измерений необходимо умножить на весовые коэффициенты, рассчитанные по известным периодам приливных гармоник.

Другие расчетные поверхности. Для специальных целей используются другие расчетные поверхности. Полуприливный уровень — это среднее по всем максимальным и минимальным положениям уровня (называемым полной и малой водой) в течение заданного периода времени. Раньше, когда автоматические мареографы не были распространены, такой способ определения уровня моря широко использовался. В настоящее время к нему прибегают только в тех случаях, когда наблюдатель имеет возможность регистрировать только полную и малую воду. Если осреднением всех значений малой и полной воды получить соответственно среднюю малую воду и среднюю полную воду, то полуприливный уровень будет находиться посередине между этими двумя значениями.

В том случае когда на полусуточные приливы накладываются сильные суточные колебания (см. рисунок), в качестве данных для навигационных карт используется среднее значение низкой малой воды. Для расчета берется одно значение: более низкой малой воды в течение суток; это обстоятельство обеспечивает бо́льшую безопасность судов при их маневрировании в приливных водах. Аналогично, средняя высокая полная вода (среднее по большему из двух значений полной воды) является более реалистичной оценкой ежедневного подъема воды, особенно у пологого берега, где уровни высокой воды могут сильно различаться. В отдельных районах могут использоваться другие расчетные поверхности уровня моря. Детальный анализ методов их определения и использования приведен в работе Мармера (1951). См. *Приливы.*

Джун Г. Паттулло

Лит.: G. W. Groves, Numerical filters for discrimination against tidal periodicities, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 36(6): 1073—1084, 1955; H. A. Marmer, *Tidal Datum Planes*, 5th ed., USGGS Spec. Publ. no. 135, 1951; G. L. Picard, *Descriptive Physical Oceanography*, 2d ed., 1976; J. R. Rossiter, Note on methods of determining monthly and annual values of mean water level, *Int. Hydrogr. Rev.*, May, 1958.

Река

Водоток естественного происхождения на поверхности материка или острова. Река является частью речной системы, которая отводит воду с некоторого единого в топографическом отношении участка земной поверхности, называемого



Рис. 1. Схема речного бассейна с выделенными в нем второстепенными бассейнами.

речным бассейном (рис. 1). Система начинает действовать с момента выпадения на поверхность бассейна (почву или растительность) атмосферных осадков, которые сразу превращаются в поверхностный сток, появления воды при таянии снега и льда или поступления воды подземным путем (подземный сток). В такой системе можно различить истоки, притоки и главную реку. Истоки реки находятся в родниках, болотах, озерах или небольших водотоках, обычно расположенных в самых высоких местах бассейна. Река заканчивается в устье, где она может вливаться в большое озеро, бессточную впадину (плайю), внутреннее море или в океан.

Терминология. Подобно многим словам, давно вошедшим в общее употребление, термин «река» является несколько нечетким. Как правило, им обозначается основной ствол системы водотоков, но часто рекой называют и крупные и даже вторичные притоки. При этом приток может нести такое же количество воды, как и другие водотоки, называемые реками. Небольшие водотоки в верховьях рек обычно называют ручьями.

Реки текут в руслах, вследствие эрозии и отложения наносов долина реки приобретает своеобразные формы. Реки можно характеризовать по рисунку образуемой ими сети, частью которой они являются, по длине, скорости течения, объему стока и происхождению текущей в них воды.

[1] Существуют также вторичные радуги — дополнительные красные и зеленые полосы у внутреннего фиолетового края главной радуги. (*Прим. ред. пер.*)

Большинство рек являются частью древовидной сети (рис. 2), но некоторые — в зависимости от типа подстилающих пород и геологического строения района — создают радиальный, кольцевой, прямоугольный или шпалерный рисунок сети. В некоторых районах, сложенных известняками, появляются карстовые воды, питающие подземные реки. Большинство рек похоже друг на друга. Однако некоторые отличаются большим своеобразием (например, Нил в нижнем течении на большом расстоянии не принимает ни одного притока).



Рис. 2. Картосхема, показывающая реки, водоразделы и очертания водосборов в системе древовидной речной сети.

1 — река, *2* — водораздел.

Такие реки без притоков характерны для засушливых районов.

Режим стока. Режим стока непосредственно зависит от климата региона, в котором протекает река. Он зависит также от размера водосбора, с которого поступает вода в реку, направления течения, растительного покрова, геологических особенностей района (рис. 3), его рельефа и почв. Рек с равномерным стоком мало — если таковые вообще существуют, — как правило, сток изменяется ото дня ко дню, от сезона к сезону и от года к году. Исследование этой изменчивости и ее причин — важный раздел гидрологии.

В засушливых районах распространены перемежающиеся водотоки. При выпадении ливневых осадков над водосбором на месте пересохшей реки может за несколько минут появиться бурный поток. Обычно сухие русла таких рек называют арройо или вадями.

В условиях более влажного климата водотоки достаточно полноводные, чтобы называться реками, и пересыхают лишь в редких случаях. Тем не менее колебания стока отмечаются повсеместно. Так, например, естественный расход в устье р. Теннесси изменяется от 130 до 14 150 м^3·с$^{-1}$. В умеренных широтах низкие расходы обычно отмечаются летом, когда испарение и транспирация с водосбора достигают максимальных значений. Половодье может приходиться на осень, зиму или весну в зависимости от температуры воздуха и времени выпадения максимума осадков. Накопление больших объемов воды в виде снега, отложившегося на промерзшем грунте, при быстром таянии снега вызывает ранние весенние половодья на реках Великих равнин (США).

В высоких широтах северного полушария на текущих к северу реках половодье всегда отмечается весной, потому что таяние снега и льда распространяется от верховьев к устью, а сток талой воды, поступающей с верховьев, сдерживается заторами льда в нижнем течении. В этом отношении примечательны сибирские реки, которые широко разливаются по низким равнинам.

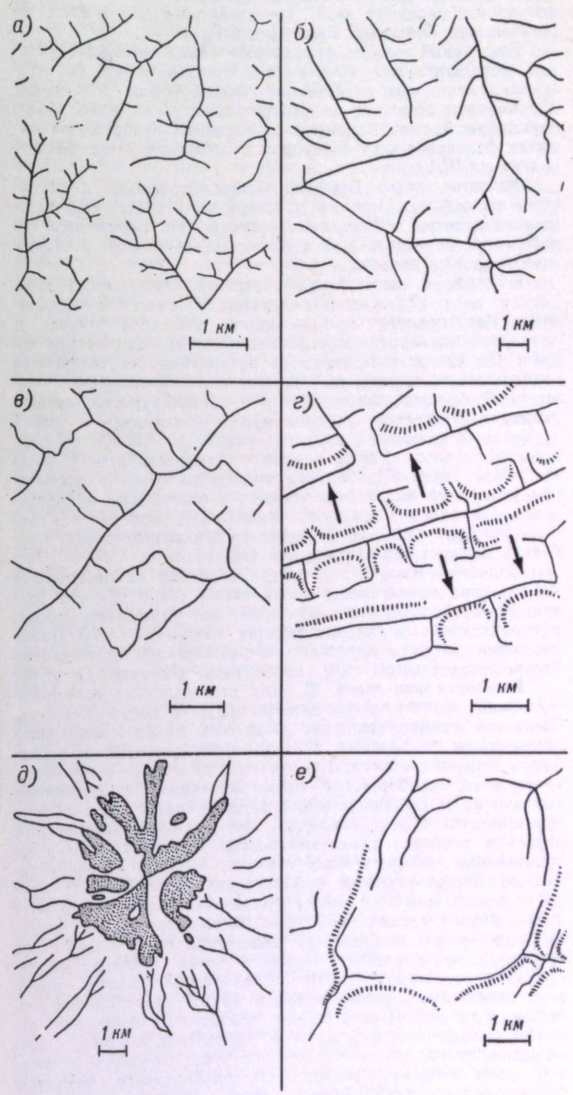


Рис. 3. Схемы речной сети. (*По A. K. Lobeck, Geomorphology, McGraw-Hill, 1939*)

а — древовидная сеть на горизонтально залегающих породах (Западная Виргиния); *б* — древовидная сеть на кристаллических породах (Скалистые горы); *в* — прямоугольная речная сеть на трещиноватых кристаллических породах (горы Адирондак); *г* — шпалерная сеть на породах, смятых в складки (Пенсильвания); *д* — радиальная сеть на вулкане Худ (Орегон); *е* — кольцевая сеть на куполе Турки-Маунтин (Нью-Мексико).

В низких широтах половодье непосредственно связано с сезонными максимумами осадков, но в большинстве климатических зон водный режим может значительно усложняться, так как верховья водосборов нередко находятся на большой высоте над уровнем моря. В районах с ярко выраженным сухим сезоном, например на п-ве Индостан, по-

ловодье отмечается в самом начале сезона дождей, когда потребность растительности во влаге еще незначительна. Во всех районах мира высота расположения водосбора может существенно влиять на водный режим рек. Если верховья водосбора расположены в обширном высокогорном районе, где зимой накапливается много снега и льда, половодье приходится на сезон интенсивного таяния, т. е. на начало или середину лета. Это характерно для режима таких рек, как Колумбия, Ганг, Инд и Рейн.

На водный режим рек влияют также почвенные условия и растительный покров. Чем плотнее лесной или травяной покров, тем в общем устойчивее речной сток. Водопроницаемые почвы на водосборе также обеспечивают более равномерный сток, например на песчаных прибрежных равнинах Атлантического побережья и побережья Мексиканского залива в США.

Качество воды. Все реки вызывают эрозию и дренируют водосборы. Поэтому в речной воде содержится большое количество минеральных веществ. Они переносятся водой в растворенном или взвешенном состоянии, а также в виде донных наносов.

В связи с высокой растворяющей способностью воды речная вода как раствор отличается большим разнообразием. Как правило, в большинстве рек вода пресная и лишь в немногих соленая (с повышенным содержанием солей). Однако в воде всех без исключения рек содержатся значительные количества растворенных минеральных веществ. В большинстве случаев это кальций, обычно определяющий жесткость воды, но можно обнаружить и любой другой растворимый элемент, например магний, натрий, кремний, азот, а также элементы, соединяющиеся с ними в составе солей. Наибольшее количество солей в растворе присутствует в водах рек, текущих в засушливых и полузасушливых районах, но вода может быть жесткой и в реках гумидных районов. Это связано с наличием в воде карбоната кальция при растворении известняка.

Подобно большинству других водоемов на поверхности Земли, река представляет собой также среду обитания различных организмов — от бактерий до рыб, земноводных, млекопитающих и водоплавающих птиц. Это объясняется способностью воды переносить в растворенном состоянии не только питательные соли, но и газы, особенно кислород.

Регулирование стока. В силу перечисленных особенностей реки играют очень важную роль в жизни человека. Столь же велико значение, разве что, почвы — природного образования, с которым было связано развитие цивилизации в минувшие эпохи. На протяжении многих веков изыскание способов борьбы с неблагоприятными проявлениями режима рек представляло собой важную задачу гражданского строительства. Так, например, для сельскохозяйственного освоения особенно привлекательными были поймы рек, использование которых было, однако, связано с необходимостью предотвращения естественного затопления. С другой стороны, для того чтобы обеспечить потребности в воде в засушливые сезоны, необходимо было запасать воду впрок. В наше время проблема регулирования стока значительно усложнилась вследствие быстрого роста народонаселения, его сосредоточения в крупных населенных пунктах, широкого вторжения промышленной и другой хозяйственной деятельности в поймы рек, резкого возрастания количества отходов, сбрасываемых в реки, и расширения способов водопользования, а также увеличения числа требований, которым река должна удовлетворять одновременно. Основные задачи регулирования речного стока — накопление воды для последующего расходования по мере необходимости, задержание паводочного стока в русле и в специально выделенных районах для отведения паводков, а также поддержание качества воды на уровне, обеспечивающем оптимальную прибыль при многоцелевом использовании речной воды. Способы регулирования речного стока общеизвестны, но на практике они используются далеко не полностью, в частности, потому что остается неясной экономическая сторона проблемы хозяйственного освоения рек. В США решение задач хозяйственного освоения рек возложено на инженерный корпус армии США, а также Управление по вопросам освоения долины р. Теннесси и Бюро мелиорации при министерстве внутренних ресурсов.

Из всех крупных рек мира (см. таблицу) ни одна еще не регулируется в той мере, в какой это позволяют современные гидротехнические, административные и другие методы. Более или менее к этому идеалу удалось приблизиться на некоторых реках среднего размера, таких, как Теннесси, Рейн и Рона. Другие реки, например Сан-Хоакин в Калифорнии, полностью освоены только для одной цели — орошения. Начиная с 30-х годов стали осуществляться величайшие за всю историю проекты регулирования рек. Ведущую роль в этом деле сыграли США, СССР и — после 1946 г. — Франция. В числе выдающихся достижений этих стран следует упомянуть возведение огромных плотин на таких реках, как Колумбия, Миссури и Колорадо, а также зарегулирование стока р. Теннесси; сооружение Волго-Донского судоходного канала, плотин в нижнем течении Волги и очень крупных плотин на Ангаре и Енисее в СССР; зарегулирование стока Роны во Франции.

Расход воды, площади бассейнов и длины крупнейших рек мира

Река	Средний расход воды в устье, $м^3 \cdot с^{-1}$	Площадь бассейна, $км^2$	Длина, км
Амазонка	220 000	6915	6280
Парана (с эстуарием Ла-Плата)	23 016	2970	4700
Конго	44 843	3820	4370
Чаньшацзян (Янцзы)	31 587	1800	5520
Брахмапутра	20 444	520	2900
Ганг	12 540	952	2700
Миссисипи—Миссури	18 413	3220	5985
Енисей	19 365	2580	3490
Ориноко	29 015	1000	2740
Лена	16 900	2490	4400
Св. Лаврентия	13 936	1290	3350
Обь	12 540	2930	3650
Меконг	16 190	810	4500
Волга	7 587	1360	3350
Амур	11 270	1355	2820
Маккензи	11 110	1800	4240
Колумбия	8 476	669	1950
Замбези	3 378	1330	2660
Дунай	6 381	817	2860
Нигер	8 500	2090	4160
Инд	2 984	960	3180
Юкон	6 570	852	3000
Хуанхэ	1 714	745	4670
Нил	2 322	2870	6670
Сан-Франсиску	2 984	600	2800
Евфрат	921	673	3065

Самые крупные гидротехнические проекты, от которых ожидается огромный экономический эффект, еще предстоит осуществить. В их число входят планы освоения трех величайших рек мира — Амазонки, Параны и Конго. В бассейнах этих рек имеются места, пригодные для строительства водохранилищ и электростанций, которые в несколько раз превзойдут по своим показателям крупнейшие из созданных до настоящего времени сооружений. Из восьми рек с площадью бассейна 2 590 000 $км^2$ и более только на Миссисипи и Ниле в какой-то мере стали проводить регулирование стока. К числу других крупных рек, освоение которых сулит большие выгоды, относятся Енисей, Чаньшацзян (Янцзы), Хуанхэ, Амур, Меконг, Чаупхрая, Тигр, Евфрат, Нигер, Замбези, Ориноко, Сан-Франсиску, Дунай, Маккензи и Юкон. В какой степени и когда начнется освоение этих рек, будет зависеть от экономической необходимости, наличия материальных ресурсов и готовности государств, расположенных в бассейнах этих рек, к сотрудничеству. Вполне очевидна необходимость освоения водных ресурсов Чаньшацзян (Янцзы), Хуанхэ, Нила, Нигера, Тигра, Евфрата, Сан-Франсиску и менее крупных рек, протекающих в густонаселенных, но слабо развитых в хозяйственном отношении районах. Это дает все основания полагать, что в ближайшее время, как только позволит политическая обстановка, развернется широкая деятельность по регулированию стока этих рек и освоению их водных и энергетических ресурсов.

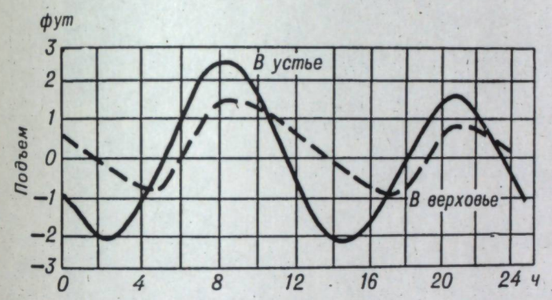
Эдвард А. Аккерман, Дональд Дж. Паттон

Лит.: C. H. Crickmay, *The Work of the River*, 1975; M. Morisawa, *Streams: Their Dynamics and Morphology*, 1968; J. N. Rayner, *Conservation, Equilibrium and Feedback Applied to Atmospheric and Fluvial Processes*, 1972; R. J. Russel, *River Plains and Sea Coasts*, 1967; S. S. Schumm, *The Fluvial System*, 1977; S. A. Schumm (ed.), *River Morphology*, 1972; B. A. Whitton, *River Ecology*, 1975.

Речные приливы

Приливы в реках, впадающих в моря с заметными приливными движениями. Эти приливы имеют три характерных отличия от океанских приливов. 1. Скорость, с которой прилив распространяется вверх по течению, зависит от глубины канала, $v \approx \sqrt{gh}$, где v — скорость, g — ускорение свободного падения и h — глубина канала. 2. Вверх по течению продолжительность спада увеличивается, а продолжительность подъема уменьшается. 3. Амплитуда прилива уменьшается вверх по течению. См. *Приливы*.

Разность между глубиной реки при полной и малой воде может быть сравнительно велика, и это приводит к заметной разнице в скоростях распространения высокой и малой воды. Так, на р. Гудзон низкая полная вода распространяется до Тарритауна, находящегося на расстоянии 24 м. миль от устья, на 10 мин дольше, чем высокая полная вода, в то время как до Олбани (125 м. миль от устья) низкая полная вода идет на 60 мин дольше, чем высокая.



Кривые приливных колебаний уровня в устье и в верховье реки.

Разница в продолжительности спада и подъема частично объясняется переменностью глубины русла. Скорость течения реки, изменяясь в широких пределах, ускоряет спад и замедляет подъем, что также увеличивает разницу в продолжительности. В устье Гудзона средний спад продолжается 6 ч 22 мин, тогда как средний подъем длится 6 ч 3 мин. В Тарритауне те же величины составляют соответственно 6 ч 33 мин и 5 ч 52 мин, а в Олбани 7 ч 21 мин и 5 ч 4 мин.

Третья особенность — уменьшение амплитуды прилива вверх по течению — может объясняться потерей энергии в результате трения о стенки и дно канала (см. рисунок). В устье Гудзона средняя амплитуда прилива 1,3 м, тогда как в г. Трой (131 м. миля вверх по течению) амплитуда составляет 0,9 м. Несмотря на то что трение всегда уменьшает энергию прилива, в случае, когда канал резко сужается, вода может поступать в меньший объем, что вызывает возрастание амплитуды прилива. Например, у входа в Бристольский залив шириной 40 миль средняя амплитуда прилива составляет 6 м. На расстоянии 80 миль, в устье р. Эйвон, залив сужается до 5 миль, и здесь амплитуда прилива достигает 10 м. См. *Бор*.

Приливы распространяются вверх по течению до тех пор, пока не встречают плотины, пороги или водопады. Так, на Амазонке прилив высотой 3 м в устье обнаруживается на расстоянии 450 м. миль вверх по течению.

Блэйр Кинсмен

Лит.: A. T. Ippen, *Estuary and Coastline Hydrodynamics*, 1966; C. B. Officer, *Physical Oceanography of Estuaries and Associated Coastal Waters*, 1976; A. C. Redfield, The analysis of tidal phenomena in narrow embayments, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, 11: 1—36, 1950; J. J. Stoker, *Water Waves*, 1957.

Риф

Масса или гряда из каменной породы или породообразующих организмов в водоеме. Обычно термин «риф» означает каменистое подводное препятствие на глубине до 10 м от поверхности, представляющее опасность для судоходства. В теплых морях различные виды животных и растений, выделяющих карбонат кальция, создают биогенные, или органогенные, рифы (рис. 1 и 2). У побережья Бразилии и в других районах встречаются рифы в виде песчаных гряд, затвердевших под влиянием природных процессов. Вдоль скалистых берегов морей, озер и судоходных рек рифы обычно образованы теми же горными породами, которые находятся на прилегающей суше, как например, легендарная скала Лорелеи на Рейне.

Биогенные рифы. Рифы, которые называют биогенными или органогенными состоят из твердых частей морских организмов или каркаса биологического происхождения, задерживающего обломочные частицы, а также из твердых частей свободно перемещающихся организмов и осадившегося карбоната кальция. Большинство биогенных рифов образовано из кораллов и их симбионтов, но некоторые рифы целиком (или частично) состоят из выделяющих известь водорослей (рис. 3), гидрозоев, аннелид, устриц или губок. На языке мореплавателей скалообразную органическую массу можно называть рифом лишь в том случае, если она представляет навигационную опасность. Однако этот термин можно употреблять применительно к любому другому биогенному образованию или массиву, который растет или когда-то рос вверх со дна водоема, обычно моря.

Коралловые рифы. Самый распространенный и самый важный по занимаемому объему тип биогенных рифов — коралловые рифы, состоящие из кораллов и связанных с ними организмов, выделяющих карбонат кальция. Впервые коралловые рифы привлекли внимание ученых после того, как были описаны Ч. Дарвином, которой различал три основных типа рифов: окаймляющие, барьерные и атоллы. Дарвин считал, что рифы развиваются в результате продолжительного и сильного опускания дна. Современная теория образования рифов является более сложной, но опусканию дна в ней по-прежнему отводится важная роль.

В современных морях коралловые рифы представляют собой опасные препятствия для судоходства, но в то же время играют важную роль как естественные волноломы, которые защищают доступные для небольших судов проходы и гавани, и места обитания разнообразных морских организмов, образующих сложнейшие биоценозы с высокой продуктивностью. Ископаемые биогенные рифы представляют собой распространенный тип пород — коллекторов нефти.

Кораллы — исключительно морские организмы. Типичные рифообразующие их разновидности встречаются в основном в мелких теплых водах, где они существуют в симбиозе с микроскопической водорослью зооксантеллой (рис. 4). Хотя ископаемые представители кораллов известны со времени среднего ордовика, коралловые рифы палеозоя были образованы совершенно другими организмами, нежели рифы мезозойской и кайнозойской эры.

Типы и происхождение коралловых рифов. Окаймляющий риф, прилегающий к берегу, в условиях опускания дна и продолжающегося роста вверх может быть отделен от берега лагуной, и тогда он превращается в барьерный риф (рис. 5). При дальнейшем опускании дна и росте кораллов, когда вся ранее существовавшая суша исчезнет в водах центральной лагуны, окруженной по периферии этим атолловым рифом, может образоваться атолл. В результате заполнения атолловой лагуны осадками, независимого роста вверх или подъема и плоскостной эрозии может возникнуть столовый риф, менее распространенный, чем другие крупные типы рифов. Все перечисленные типы рифов относятся к рифам открытого моря, обычно поднимающимся из морских глубин. Мелкие рифы, связанные с рифами перечисленных основных типов или образующие сложные скопления в спокойных мелких водах, где нет более крупных рифов, объединяют в более широкие категории рифовых «лоскутов», пиков и бугров.

Поскольку типичное сообщество коралловых рифов (рис. 6) плохо развивается уже на глубине 20 м и практически погибает на глубине более 100 м, наличие рифового каркаса толщиной более 100 м свидетельствует об опускании морского дна или подъеме уровня моря. Как показало бурение, атолл Эниветок с момента появления под ним первых рифов погрузился примерно на 1200 м. Это открытие подтверждает важную роль опускания дна в эволюции атоллов центральной части Тихого океана. Для объяснения ряда особенностей современных рифов не меньшее значение имеют изменения уровня моря при развитии и таянии плейстоценовых ледяных покровов. Кроме того установлено, что биогенные рифы могут расти вверх также от существующих платформ, создавая поверх них оболочку, общая конфигу-



Рис. 1. Биогенный риф Ин-Анкоридж в окрестностях атолла Арно из группы Маршалловых островов.

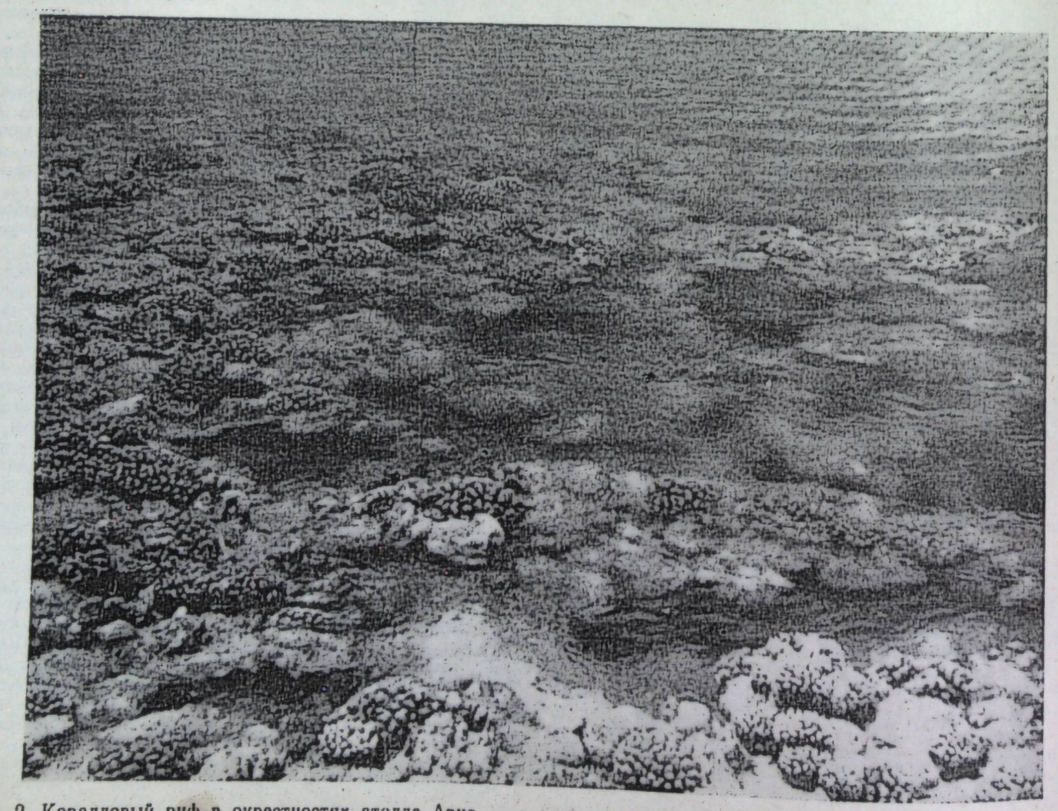


Рис. 2. Коралловый риф в окрестностях атолла Арно.

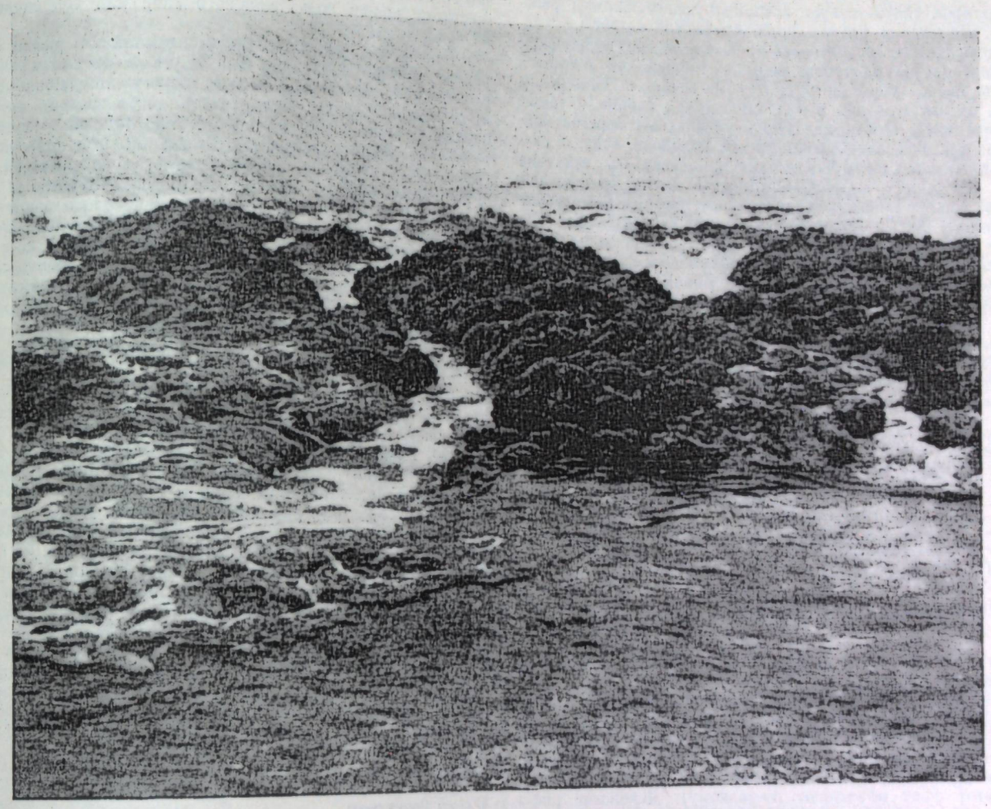


Рис. 3. Водорослевые гряды и прибойные протоки на восточном периферийном рифе в окрестностях атолла Онотоа из группы о-вов Гилберта.

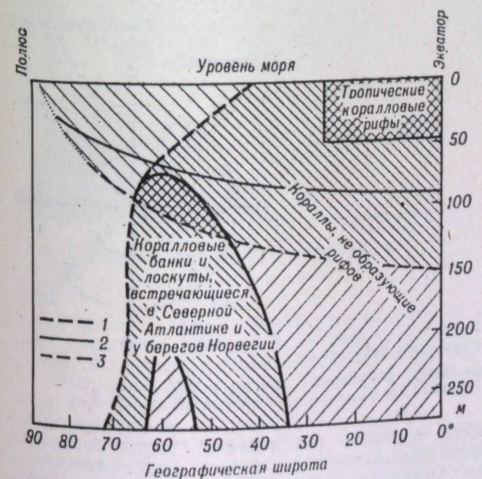


Рис. 4. Интервалы глубин, в пределах которых встречаются современные кораллы и известковые водоросли. *(По C. Teichert, Cold- and deep-water coral banks, Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42(5): 1064—1082, 1958)*

1 — эффективная верхняя граница для рифообразующих кораллов, *2* — эффективная предельная глубина для известковых водорослей, *3* — экстремальная предельная глубина для известковых водорослей.

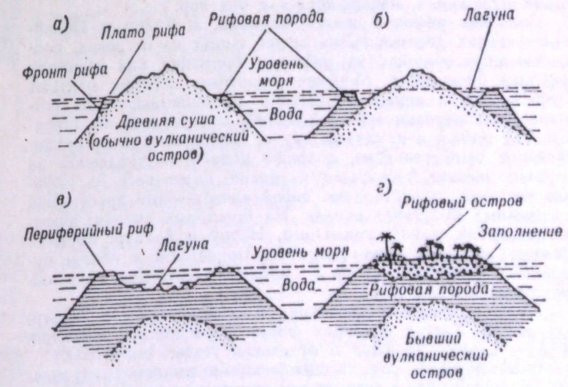


Рис. 5. Последовательность развития рифов, согласно Ч. Дарвину (с добавлением столового рифа).

а — окаймляющий риф, *б* — барьерный риф, *в* — атолл, *г* — столовый риф.

рация которой соответствует предшествующим формам рельефа. См. *Изменения уровня моря, Океанские острова.*

Географическое распределение. Современные коралловые рифы повсеместно распространены в тропических широтах. Особенно часто рифы встречаются в Тихом и Индийском океанах, но имеются они и в Атлантическом океане, а также в Красном море. Почти нет рифов у западных берегов континентов, так как здесь поднимается холодная вода с глубин. Коралловые рифы проникают к северу от экватора дальше, чем к югу, и местами выходят далеко за пределы тропиков, следуя смещениям контролирующей их распределение изотермы 22 °С. Известковые постройки, созданные кораллами и брахиоподами, встречаются также в холодных и сравнительно глубоких водах скандинавских фьордов и в северной части Средиземного моря. Кораллы, которые создают эти рифообразные массивы, относятся к видам, не за-

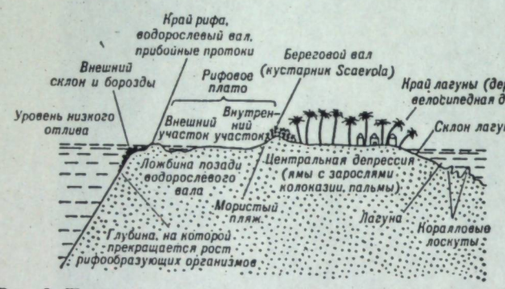


Рис. 6. Профиль рифа в пассатной зоне Тихого океана.

висящим от микроскопических водорослевых симбионтов (зооксантелл), типичных для рифовых кораллов.

Геологический возраст. Как установлено, история коралловых рифов охватывает период от среднего ордовика до наших дней. Они были исключительно широко распространены в течение среднего силура, когда проникали в районы, расположенные сейчас за пределами северного полярного круга (этот факт объясняют по-разному). Девонские рифы простирались в Центральной Европе и на большей части центральных и западных районов Северной Америки и Азии. Примечательная особенность пермского периода — биогенные рифы, не относящиеся к типу коралловых. В конце палеозоя видовой состав кораллов и связанной с ними фауны коренным образом изменился. О коралловых рифах и кораллах раннего триаса нет никаких данных. Сообщества же коралловых рифов современного типа известны со времени среднего триаса и образуют местами значительную часть толщи отложений, накопившихся с тех пор.

Значение рифов в жизни человека. В Тихом и Индийском океанах десятки тысяч людей живут на островах, полностью образованных из рифовых формаций или имеющих рифовый фундамент. Морские животные, которые обитают в прилегающих водах, и растения, произрастающие на островах, обеспечивают жителей пищей, материалом для строительства жилья и орудиями труда, позволяющими вести примитивное существование, а также копрой, поставляемой на мировые рынки. Аэродромы и гавани, имеющиеся на рифовых островах, представляют собой единственные пристанища в огромных просторах океана. На некоторых высоких рифовых островах, таких, как Ошен, Науру и Ангаур, имеются богатые месторождения фосфатов. Пористость и обилие органики в рифовой породе позволяют рассчитывать на обнаружение нефти.

Ниже приводятся сведения об окаймляющих и барьерных рифах. Третья основная форма дарвиновской эволюции рифов — атолл — описана в отдельной статье, см. *Атолл.*

Окаймляющий риф. Окаймляющими называют коралловые и другие биогенные рифы, которые располагаются по краю суши. В окаймляющих рифах обычно различают крутонаклонный обращенный к морю фронт и плоское широкое или узкое плато, внешне напоминающее мостовую, которое осушается при низком отливе. Хотя на плато и фронтах таких рифов может наблюдаться буйная поросль из водорослей, кораллов и других выделяющих известь организмов, она обычно представляет собой лишь защитное покрытие на эрозионном бенче, расположенном на уровне моря. Согласно предложенной Ч. Дарвином схеме последовательности развития рифов, оно начинается с окаймляющего рифа. Однако исследования развития ископаемых и современных рифов показывают, что окаймляющие рифы не обязательно предшествуют рифам более сложного типа или сопровождаются их появлением.

Барьерный риф. Барьерными называются рифы, образованные обычно кораллами или другими организмами, которые располагаются параллельно берегу по внешнему краю естественной лагуны. Поверхность рифа может регулярно осушаться при низком отливе или проглядывать из-под воды только во время действия самой сильной зыби. Обычно склон, обращенный к лагуне, является пологим, а внешний склон, обращенный к морю, крутым. В лагунах барьерных рифов, а местами за пределами фронта непрерывного рифа обычно встречаются вторичные рифовые банки. Барьерные рифы могут появляться в результате непрерывного роста вверх либо нарастать на валах по внешним краям погружающихся эрозионных бенчей, но на какой-то стадии их развития большое значение, вероятно, имеет опускание дна или подъем уровня моря.

Престон Клод

Лит.: L. Barnett, The coral reef, *Life*, The World We Live In, pt. 8, pp. 74—94, Feb. 8, 1954; L. Barnett, The mystery of coral isles, *Life*, Darwin's World of Nature, pt. 7, pp. 54—68, July 20, 1959; P. E. Cloud, Jr., Facies relationships of organic reefs, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 36: 2125—2149, 1952; P. E. Cloud, Jr., Nature and origin of atolls, *Proc. 8th Pac. Sci. Congr. Pac. Sci. Ass.*, 3-A: 1009—1024, 1958; R. A. Daly, Coral reefs: A review, *Amer. J. Sci.*, 246: 193—270, 1948; R. W. Fairbridge et al., *Selected Bibliography on the Geology of Organic Reefs*, Int. Comm. Reef Terminol., Pac. Sci. Board, Nat. Acad. Sci.— Nat. Res. Counc. Circ. no. 3, 1958; H. S. Ladd et al., Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 37: 2257—2280, 1953; F. S. MacNeil, The shapes of atolls: An inheritance from subaerial erosion forms. *Amer. J. Sci.*, 252, 402—427, 1954; W. E. Pugh, *Bibliography of Organic Reefs, Bioherms, and Biostromes*, Seismograph Service Corp., 1950; C. Teichert, Cold and deep-water coral banks, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 42: 1064—1082, 1958; J. I. Tracey, Jr., *Natural History of Ifaluk Atoll: Physical Environment*, Bernice P. Bishop Mus. Bull. no. 222, 1961.

Роза ветров

Диаграмма, с помощью которой могут быть в удобном виде представлены статистические сведения о направлении и скорости ветра в данном месте. Для построения обычной розы ветров из общей точки проводятся лучи в восьми основных



Стандартная роза ветров.
1 — сильный ветер, *2* — умеренный, *3* — слабый.

направлениях горизонта (см. рисунок). Длина каждого из лучей пропорциональна повторяемости ветров данного направления. Отдельные отрезки лучей могут иметь разную толщину, характеризующую различные градации скорости ветра данного направления. См. *Измерение характеристик ветра.*

Фредерик Сандерс

Роса

Капли или пленка воды, образующиеся при конденсации на внешней поверхности предметов, особенно растений. При температурах более низких, чем температура замерзания, вместо росы образуется иней. В большинстве случаев при этом явлении не образуется достаточного количества воды для того, чтобы его можно было считать осадками. Но в некоторых районах на восточном побережье Средиземного моря полное годовое количество влаги, выпадающей в виде росы, составляет около 200 мм — количество, вполне достаточное для произрастания яровых культур, которым при отсутствии этой влаги потребовалось бы орошение.

Роса образуется в ясные ночи при наличии радиационного выхолаживания, приводящего к тому, что температура внешних поверхностей предметов становится ниже температуры точки росы окружающего воздуха. Если почва влажная, то за счет испарения увеличивается влажность воздуха и количество росы на растениях. Выпадение влаги может наблюдаться и при тумане, однако в отличие от росы эта влага большей частью скапливается в кронах деревьев и других закрытых местах, а не на открытых поверхностях. Выпадение влаги, подобное тому, которое бывает при тумане, может наблюдаться и в случае внезапного замещения холодной воздушной массы теплым и влажным воздухом. См. *Влажность, Земное излучение, Осадки, Точка росы.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: H. J. Critchfield, *General Climatology*, 3d ed., 1974; R. Geiger, *The Climate near the Ground*, 4th ed., 1965.

Саргассово море

Область в Северной Атлантике. Границы Саргассова моря на западе и севере определены Гольфстримом. На востоке оно простирается до 40° з. д., а на юге — до 20° с. ш., хотя эти границы менее четкие (рис. 1).

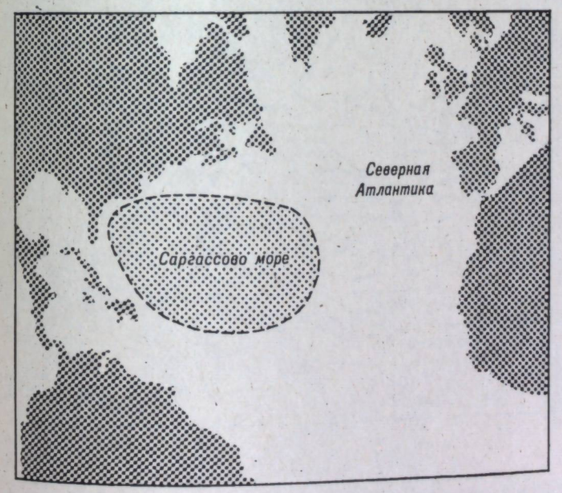


Рис. 1. Местоположение Саргассова моря.

Саргассово море получило свое название от местных бурых плавающих водорослей *Sargassum*, растущих по всему морю. Плавающие массы *Sargassum* ярко контрастируют с темно-синим цветом воды. По оценке Парра, в Саргассовом море и его окрестностях плавает 4—11 млн. т этих водорослей (рис. 2).

В динамическом отношении Саргассово море представляет собой область высокого давления (антициклонический вихрь) с течениями, направленными по часовой стрелке вокруг ее центра. Его глубинная циркуляция в значительной степени зависит от Гольфстрима, в который от Флоридского пролива до м. Хаттерас вовлекается около 45 млн. м³ воды в секунду. Механизм компенсации этого расхода все еще не ясен. См. *Океанские течения.*

Течение на поверхности слабое и иногда (особенно в летние месяцы) меняет направление. Вследствие этого циркуляция верхних слоев Саргассова моря замкнута. На севере моря вода охлаждается до 18 °С и перемешивается в конце каждой зимы до глубины примерно 350 м. Излишки этой воды распространяются к югу, и по всему Саргассову

морю на глубине 300 м может быть обнаружен отчетливый клин воды с температурой 18 °С. См. *Атлантический океан, Гольфстрим.*



Рис. 2. Часть стебля плавающей водоросли *Sargassum* с листьями и похожими на ягоды воздушными камерами. *(Из H. J. Fuller and O. Tippo, College Botany, rev. ed., Holt, 1954)*

Л. Валентайн Уортингтон

Лит.: M. N. Hill (ed.), The composition of sea water, *The Sea*, vol. 2, 1962; A. E. Parr, Quantitative observations on the pelagic *Sargassum* vegetation of the western North Atlantic, *Bull. Bingham Oceanogr. Collect.*, 6(7): 1—94, 1939; J. Teal and M. Teal, *Sargasso Sea*, 1975; L. V. Worthington, The 18° water in the Sargasso Sea, *Deep-Sea Res.*, 5 (4): 297—305, 1959.

Свечение атмосферы

Слабые нетепловые излучения, возникающие в атмосфере на высоте более 60 км, отличающиеся от полярных сияний. Подразделяется на свечение дневного, сумеречного и ночного неба. Источником энергии свечения ночного неба являются реакции с участием атомарного кислорода, происходящие на высоте от 70 до 100 км, а также рекомбинация ионов, возникающая примерно на уровне 300 км. Нижние слои атмосферы излучают очень интенсивные колебательно-вращательные полосы радикала OH, различные полосы O_2, запрещенную зеленую «авроральную» линию атомарного кислорода и желтые линии *D* натрия. Верхние слои излучают запрещенный красный дублет атомарного кислорода и более слабую зеленую линию кислорода. В свечении дневного неба появляются новые эмиссии и усиливаются эмиссии свечения ночного неба и линии натрия. В зеленой области спектра появляется запрещенная линия атомарного азота. На высотах 30—120 км сильны инфракрасные полосы O_2. В ультрафиолетовой области появляются системы полос N_2, N_2^+ и NO, а в далеком ультрафиолете — сильные резонансные линии атомарного кислорода, азота и водорода. Одни из этих излучений возникают в результате рассеяния солнечного света на соответствующих частицах, другие — за счет электронов, образованных солнечными фотонами в процессах ионизации, или вследствие усиления процессов, вызывающих свечение ночного неба. Во время сумерек, кроме наблюдения излучений, возникающих при переходе от дня к ночи, можно проводить наземные наблюдения некоторых излучений, характерных для свечения дневного неба, поскольку ослабевает мешающее воздействие прямого солнечного света. См. *Эмиссия щелочных металлов.*

Дональд М. Хантен

Лит.: J. W. Chamberlain, *Physics of the Aurora and Airglow*, 1961; D. M. Hunten, Spectroscopic studies of the twilight airglow, *Space Sci. Rev.*, 6: 493, 1967; B. M. McCormac and A. Omholt, *Atmospheric Emissions*, 1969; J. F. Noxon, Day airglow, *Space Sci. Rev.*, 8: 92, 1968.

Северное море

Северное море расположено на Европейском шельфе между 51 и 61° с. ш. Его воды свободно сообщаются с водами северо-восточной части Атлантического океана через проход между Шотландией и Норвегией и через Па-де-Кале. Северное море богато рыбой. Основные рыбопромысловые районы имеют свои названия, например Доггер-банка, банка Фладенс-Граунд. Промысловое значение имеют различные виды сельдевых, тресковых, камбаловых рыб и ракообразных.

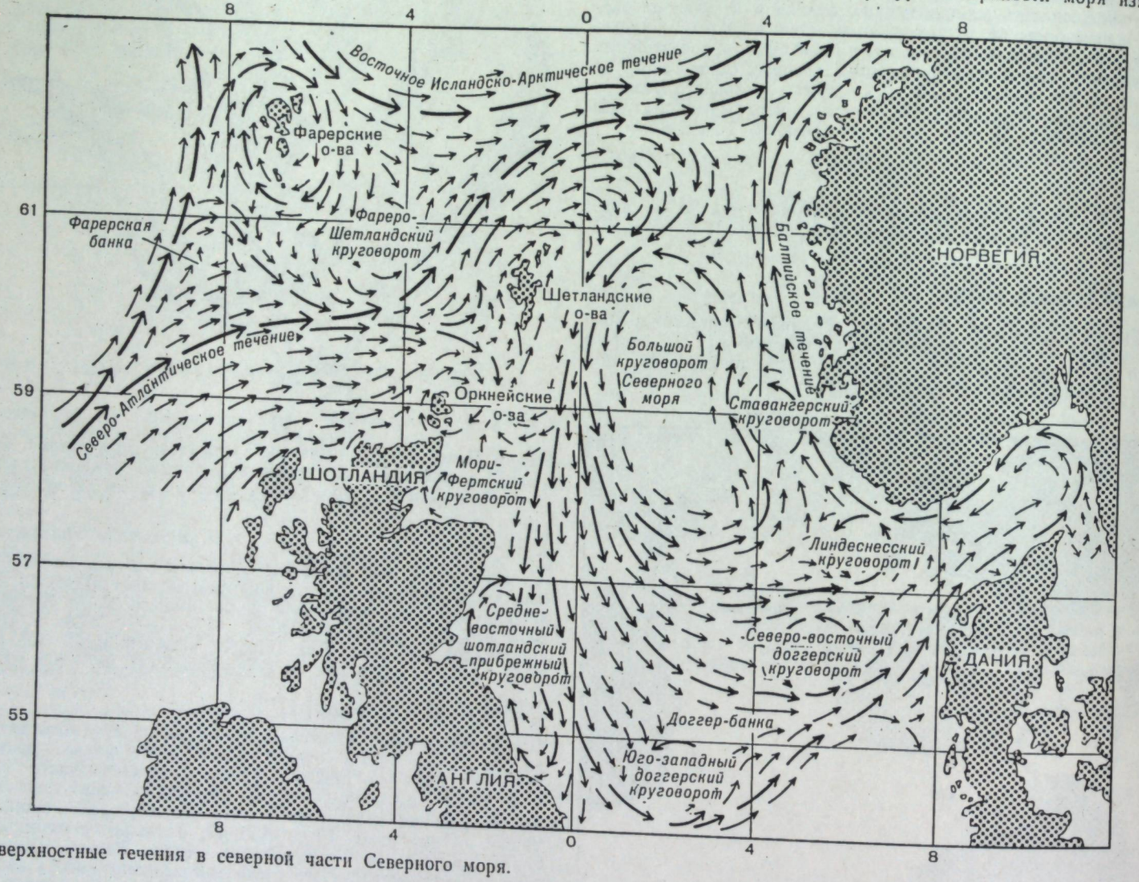
Южная половина дна Северного моря представляет собой плато, глубина которого в основном менее 40 м, а северная — котловину, которая понижается на север к кромке шельфа до глубины примерно 200 м. Вдоль побережья Норвегии расположена подводная долина глубиной 240—350 м.

В Северное море постоянно втекают атлантические океанские и континентальные воды (в основном воды Балтийского моря). Вода Атлантического океана теплее и соленее воды Балтийского моря. Осенью и зимой эти воды перемешиваются, образуя постоянную водную массу с промежуточными свойствами. В течение других периодов года галотермоклин находится на глубине 30—40 м. Иногда в эту область попадают средиземноморские или арктические воды. Они содержат характерную для них фауну (преимущественно планктонные формы), по которой они могут быть идентифицированы. См. *Атлантический океан, Галоклин, Термоклин.*

Приток океанской воды через Па-де-Кале относительно мал; гораздо бóльшие объемы воды поступают с севера, образуя основную систему течений. Система поверхностных течений в северной части Северного моря показана на рисунке. С ней сходны подповерхностная и придонная циркуляции, за исключением области, расположенной вдоль побережья Норвегии, где глубинные течения направлены на юг, а поверхностные — на север. Динамика и физико-химические характеристики этих водных масс испытывают сезонные, межгодовые и более продолжительные вариации. Имели место и катастрофические вариации, вызывавшие массовую гибель рыбы.

Средняя минимальная температура поверхности моря в феврале изменяется примерно от 7 °С в северо-западной части Северного моря до 2 °С и менее в юго-восточной. Средняя максимальная температура поверхности моря изменяется примерно от 11,5 до 17 °С и более. Колебания солености не согласуются с колебаниями температуры. В феврале соленость изменяется примерно от 35,25 до 32,00 ‰ и менее, в августе от 35,25 и более до 31,00 ‰ и менее. Изменение не столь консервативных характеристик, таких, как содержание фосфатов, нитратов и кислорода, зависит от времени года и биологической активности. См. *Морская вода.*

Заметные приливные силы совместно с атмосферными возмущениями приводят к образованию нагонов, которые вызывают разрушения на близлежащих побережьях, в частности в Великобритании и странах Бенилюкса. См. *Штормовой нагон.*



Поверхностные течения в северной части Северного моря.

Джон В. Тейт

Лит.: K. F. Bowden, Storm surges in the North Sea, *Weather*, 8: 82—84, 1953; K. Chapman, *North Sea Oil and Gas*, 1976; J. H. Fraser, The plankton of the waters approaching the British Isles in 1953, *Marine Research Service, Scottish Home Department*, no. 1, pp. 1—12, 1955; J. R. Lumby and G. T. Atkinson, On the unusual mortality amongst fish during March and April 1929, in the North Sea, *J. cons., Cons. perma. intern. explor. mer.*, 4(3): 309—332, 1929; I. McClean, *North Sea Information Sources*, 1976; M. M. Sibthorp, *The North Sea: Challenge and Opportunity*, 1975; J. B. Tait, Hydrography of the Faroe-Shetland Channel, 1927—1952, *Marine Research Service, Scottish Home Department*, no. 2, 1957; J. B. Tait, The surface water drift in the northern and middle areas of the North Sea and in the Faroe-Shetland Channel, Fishery Board of Scotland, *Sci. Invest.*, no. 1, 1937.

Северный Ледовитый океан

Океан, расположенный в северной полярной области между Северной Америкой и Азией и занимающий площадь около 1 млн. км². Зимой он почти полностью покрыт 2—3-м слоем льда, но и летом ото льда освобождаются только его периферийные области. Протяженность Северного Ледовитого океана определяется по-разному, однако у океанографов приняты следующие очертания его границ: от северного побережья Гренландии, через пр. Смит, Джонс и Ланкастер, вдоль северо-западного побережья Баффиновой Земли к побережью Канады, затем вдоль побережья Аляски, через Берингов пролив, вдоль берегов Сибири к Новой Земле и далее — через Землю Франца-Иосифа и Шпицберген к северу Гренландии (рис. 1). Такое определение не включает Баренцево, Норвежское, Гренландское моря и море Баффина, которые по своим характеристикам примыкают к Северной Атлантике.

Донный рельеф. Центральная полярная котловина, напоминающая по форме треугольник, окружена шельфом, прерываемым глубоким проходом только в районе пр. Фрам. На всем протяжении от Гренландии до м. Барроу ширина шельфа не превышает 100 км, а в Чукотском, Восточно-Сибирском, Лаптевых и Карском морях его характерная ширина составляет 800 км. Шельф изрезан подводными каньонами, из которых наибольшим является желоб Святой Анны в северной части Карского моря, его длина более 500 км. См. *Подводный каньон, Шельф и материковый склон.*

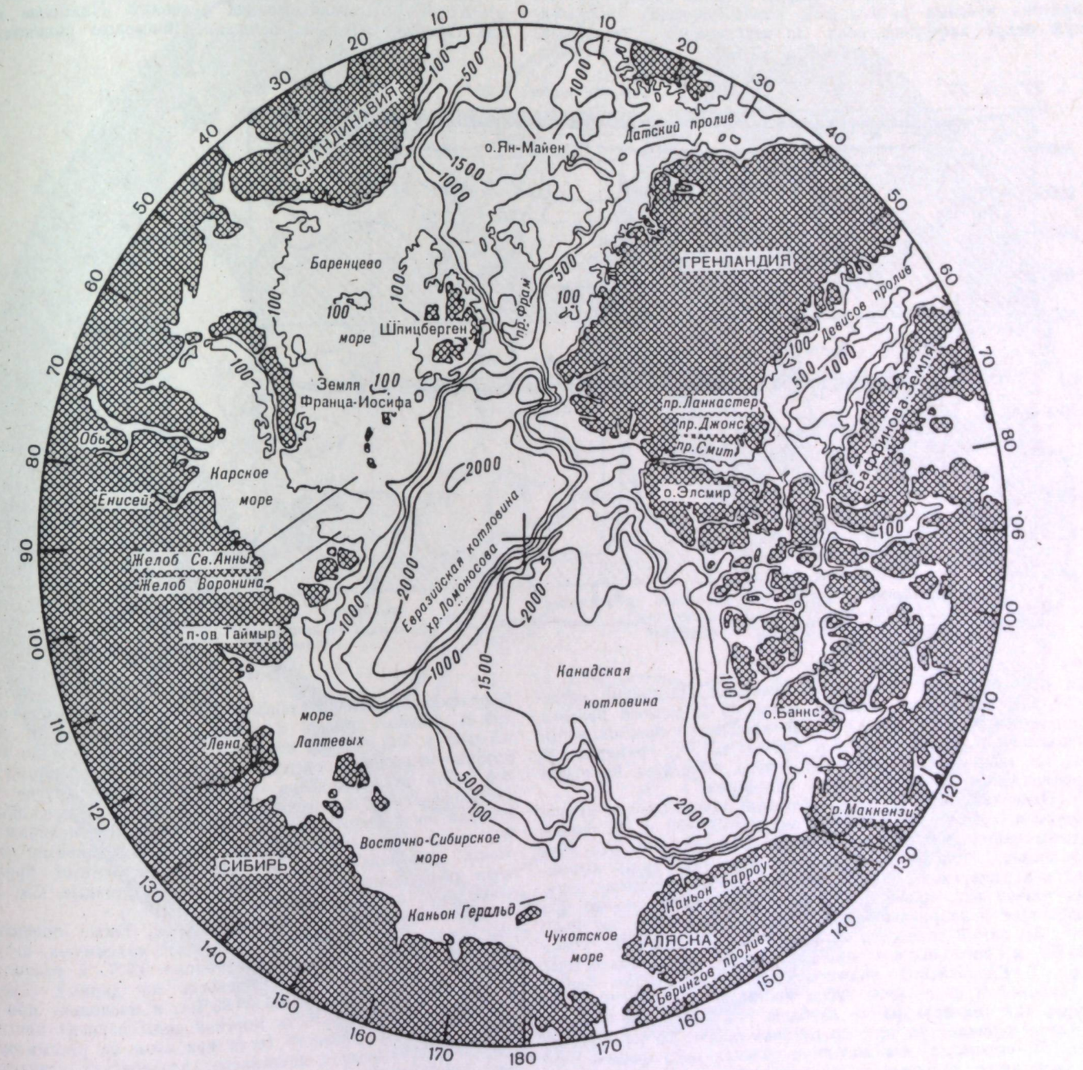


Рис. 1. Батиметрия Северного Ледовитого океана *(Из J. E. Slater, Oceanography: Submarine topography and water masses, in J. E. Slater, coord., The Arctic Basin, Arctic Institute of North America, 1969)*

Глубина дана в морских саженях.

расположены параллельно хр. Ломоносова. См. *Морская геология.*

Поверхностные воды. Верхний 200-м слой Северного Ледовитого океана, называемый поверхностными водами или арктическими, характеризуется хорошо выраженной стратификацией плотности за счет сильного роста солености от поверхности ко дну (рис. 2). Эта плотностная стратификация имеет большое значение, поскольку препятствует развитию в Северном Ледовитом океане глубоководной конвекции и не дает нижележащим теплым атлантическим водам достигнуть поверхности. Относительно низкая соленость в верхнем слое (рис. 3) поддерживается главным образом за счет притока пресных речных вод, компенсирующих направленную вверх диффузию соли. За исключением р. Маккензи, проходе через который образует насыщенное льдами Восточно-Гренландское течение. Вначале очень медленное, Трансарктическое течение (0,02—0,03 м·с$^{-1}$) по прохождении полюса усиливается и достигает пр. Фрам уже со скоростью 0,08—0,1 м·с$^{-1}$ и более. В Канадской котловине основные течения формируют циркуляцию по часовой стрелке опять-таки с небольшими скоростями; правда, севернее Аляски поток усиливается до 0,05—0,1 м·с$^{-1}$. Основными факторами, влияющими на формирование циркуляции поверхностных вод Северного Ледовитого океана, являются направление и скорость ветра.

Как и в других океанах, скорость может значительно отклоняться от своих средних значений. Наиболее ярким для Северного Ледовитого океана примером являются на-

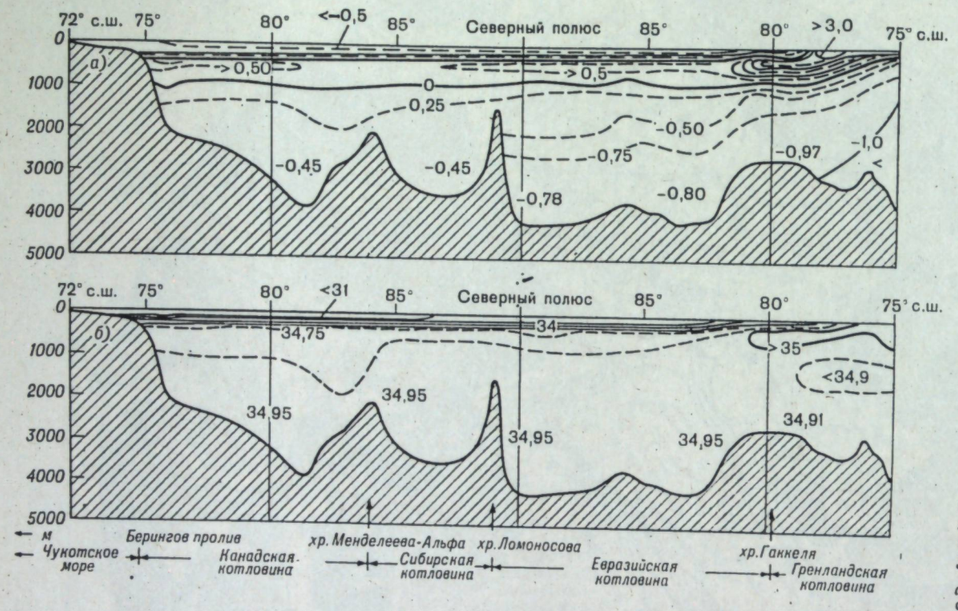


Рис. 2. Продольный разрез Северного Ледовитого океана. *(Из L. K. Coachman and K. Aagaard, Physical oceanography of arctic and subarctic seas, in Y. Herman, ed., Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas, 1974)*

а — температура, ° С; *б* — соленость, ‰.

все основные реки втекают в Северный Ледовитый океан с территории Сибири, причем более 40 % речного притока идет через Карское море. Общее количество пресной воды, стекающей в океан, близко к 100 000 м^3·с$^{-1}$, примерно такое же количество малосоленого льда выносится Восточно-Гренландским течением через пр. Фрам.

Поверхностные воды практически однородны по температуре и солености в пределах верхних 30—50 м. За исключением районов, которые в течение лета свободны ото льда (например, Чукотское море), температура воды близка к точке замерзания. Там, где нет непосредственного влияния устьев рек, соленость составляет 27—34 ‰, причем она возрастает в направлении от Берингова пролива к пр. Фрам (рис. 3); зимой соленость несколько выше, чем летом. Ниже 30—50 м расположены два различных подповерхностных слоя. В Евразийской котловине соленость быстро растет с глубиной и на глубине 200 м достигает 34,9—35,0 ‰, в то время как температура до глубины 100 м остается —1,5 °С, а затем начинает расти и на глубине около 200 м достигает 0 °С. По-видимому, эта холодная соленая вода формируется в подводных каньонах и располагается на шельфе вдоль Евразийской котловины. В Канадской котловине соленость растет с глубиной медленнее, а незначительный максимум температуры (не достигающий все же 0 °С) наблюдается на расстоянии 50—100 м от поверхности, далее температура понижается до —1,5 °С на 150 м и на глубине 200—300 м вновь достигает 0 °С. Подповерхностный максимум температуры образуется летом за счет поступления относительно теплой воды из Берингова моря, смешивающейся с шельфовой водой; минимум температуры формируется зимой, также водами Берингова моря. См. *Морской лед.*

Течения в верхнем слое (рис. 4) весьма слабы (0,1 м××с$^{-1}$ и менее) и по величине, и по направлению они совпадают с движением льда. Трансарктическое течение направлено от северных районов моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря через Евразийскую котловину к пр. Фрам, при блюдаемые в районе Канадской котловины на глубине около 150 м сильные течения (зарегистрирована скорость свыше 0,5 м·с$^{-1}$). Эти течения образуют вихри размером до 10 км, которые медленно перемещаются по океану. Предположительное место их зарождения — Чукотское море. Другие зарегистрированные отклонения режима течений от среднего состояния могут быть связаны со штормами, изменениями скорости или направления ветра, а также с приливами, из которых преобладающими являются полусуточные приливы, хотя наблюдаются и четко выраженные суточные. См. *Морская вода, Океанские течения, Прилив.*

Промежуточные и глубинные воды. Ниже поверхностных вод температура возрастает до максимума, который практически повсюду составляет около 0,5 °С и расположен на глубине 300—500 м. Соленость на данных глубинах близка к постоянной (около 34,95 ‰), и поскольку при низкой температуре плотность морской воды зависит почти исключительно от солености (если при этом не рассматривать эффекты, связанные с давлением), плотностная стратификация промежуточных и глубинных вод фактически отсутствует. Заметные отклонения от средней температуры наблюдаются только в южной, близкой к Шпицбергену области Евразийской котловины, поскольку именно туда поступают теплые и соленые воды (атлантические воды), поддерживающие температурный максимум Северного Ледовитого океана. Атлантические воды формируются в Северной Атлантике и переносятся на север через пр. Фрам Норвежским и Западно-Шпицбергенским течениями. В Северном Ледовитом океане эти воды за счет своей высокой солености опускаются вниз и текут в восточном направлении вдоль Евразийского материкового склона. При этом их начальные температура и соленость (около 3 °С и 35 ‰ в пр. Фрам) быстро понижаются. Общая циркуляция атлантических вод приведена на рис. 5. Видно, что скорость течений невелика, ее характерное значение меньше 0,05 м·с$^{-1}$.



Рис. 3. Соленость поверхностного (5 м) слоя (‰) Северного Ледовитого океана. *(Из Arctic Institute of North America, Oceanography, in Naval Arctic Manual ATP-17 (A), pt. 1: Environment, Department of National Defense, Montreal, 1967)*

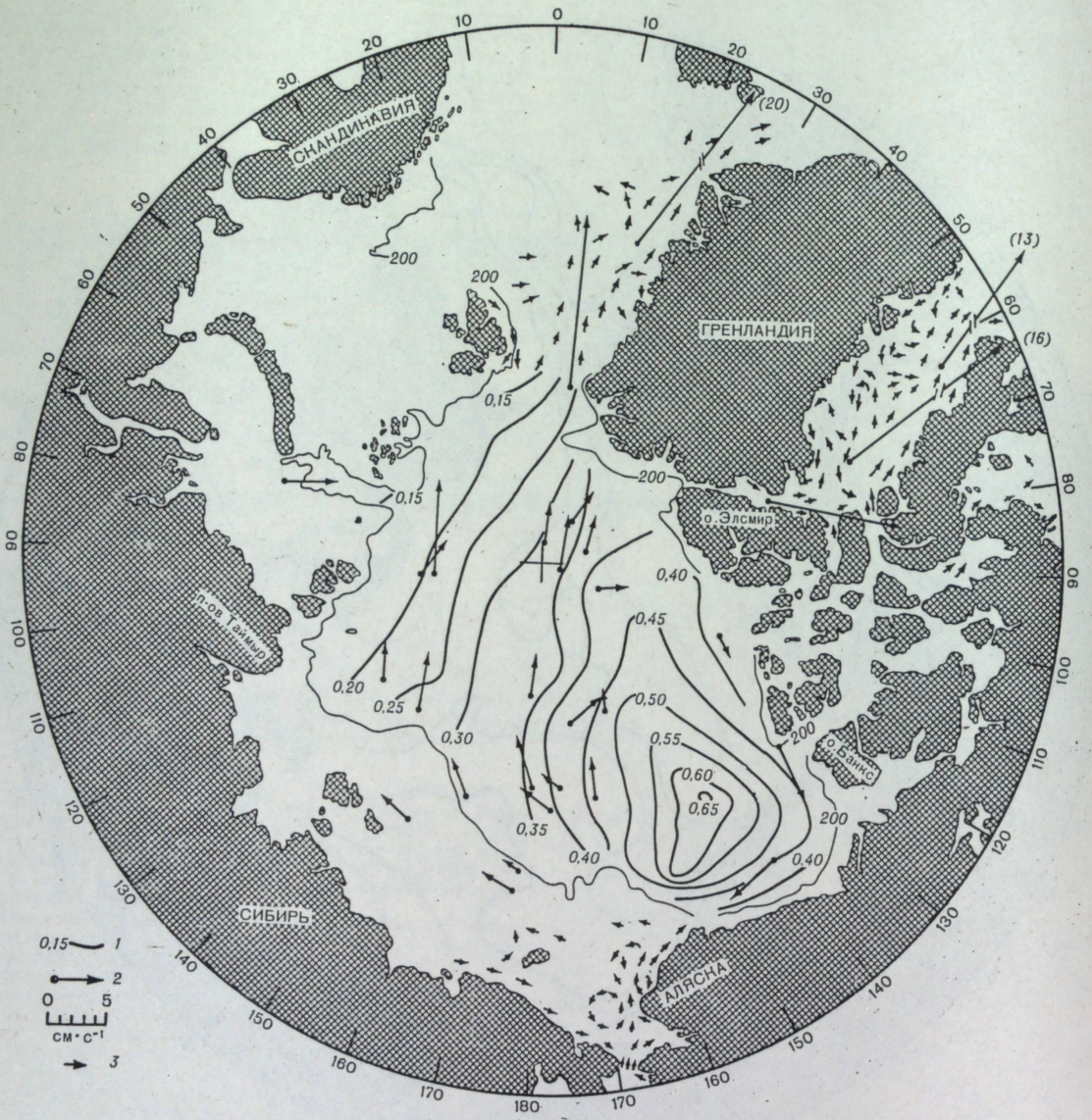


Рис. 4. Циркуляция поверхностных вод Северного Ледовитого океана. *(Из L. K. Coachman and K. Aagaard, Physical oceanography of arctic and subarctic seas in Y. Herman, ed., Marine Geology and Oceanography of Arctic Seas, 1974)*

Считается, что средние течения направлены по касательным к изолиниям динамических высот, а их скорость обратно пропорциональна расстоянию между изолиниями. *1* — динамическая топография (дин. м) (расчеты произведены для морской поверхности относительно поверхности глубиной 1200 м); *2* — измеренные векторы течений (по дрейфу льдин); *3* — рассчитанная циркуляция (масштаб не дается).



Рис. 5. Циркуляция атлантических вод в Северном Ледовитом океане. *(Из J. A. Galt, Current measurements in the Canadian Basin of the Arctic Ocean, summer, 1965, Univ. Wash. Dep. Oceanogr. Tech. Rep. no. 184, 1967)*

1 — циркуляция, оцененная по полям плотности и температуры; *2* — измеренные векторы течений.

Ниже атлантических вод находятся холодные, практически однородные донные воды (рис. 2). Эти два типа водных масс вместе составляют более 90 % объема Северного Ледовитого океана. Донные воды формируются в Гренландском море, перемешиваются и поступают на север через пр. Фрам. В Северном Ледовитом океане в пределах каждой из двух основных котловин они изотермичны, однако ниже 1400—1500 м при переходе через хр. Ломоносова наблюдается резкий скачок температуры, примерно на 0,5 °С (рис. 6). Уровень 1400—1500 м является, по-видимому, эффективной высотой хребта, ниже которой не может происходить свободный массообмен. Судя по результатам немногочисленных измерений, циркуляция донных вод аналогична циркуляции атлантических вод.

Массо- и теплообмен. Средние годовые бюджеты морской воды, соли и тепла для Северного Ледовитого океана приведены в таблице. Весь массо- и теплообмен океана происходит главным образом за счет потоков через пр. Фрам,

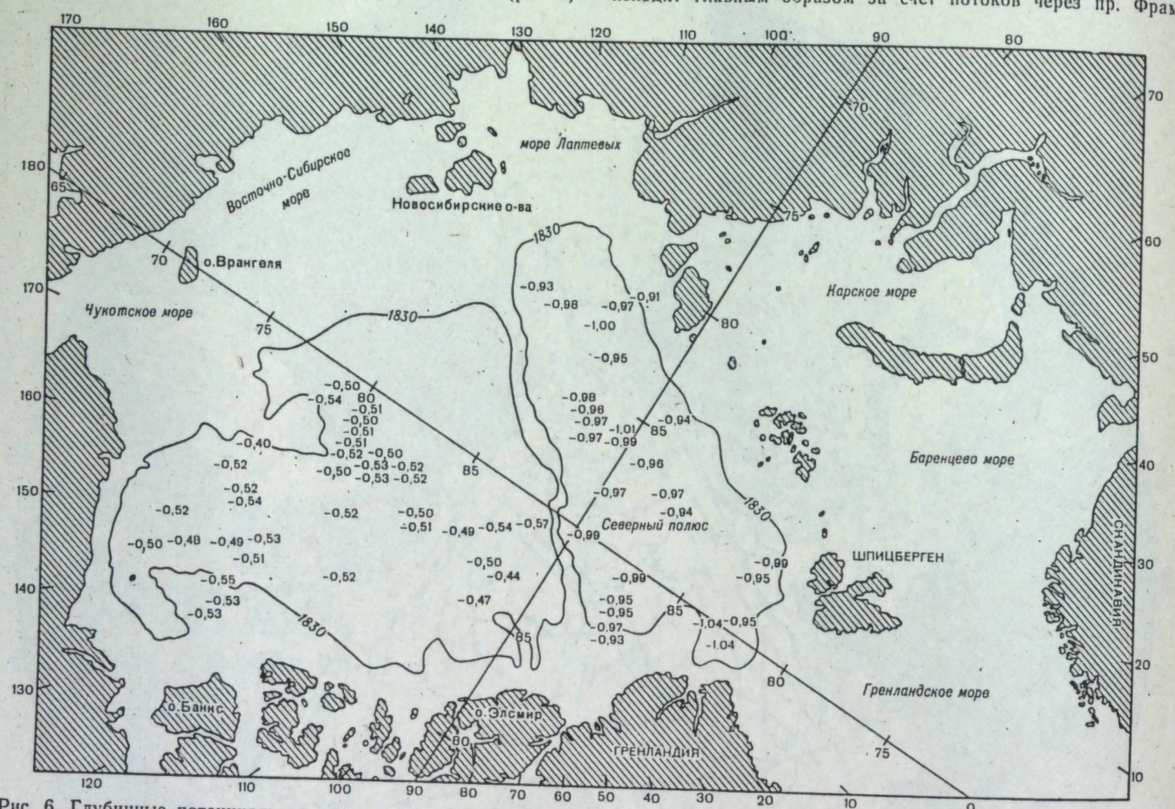


Рис. 6. Глубинные потенциальные температуры Северного Ледовитого океана. *(Из L. K. Coachman, Physical oceanography of the Arctic Ocean, 1965, in J. E. Slater, coord., Arctic Drifting Stations, Arctic Institute of North America, 1968)*
Глубины даны в метрах.

Бюджеты воды, соли и тепла Северного Ледовитого океана (средние годовые значения)

Источник	Переносимый объем, 10^6 м^3·с$^{-1}$	Теплоперенос, 10^{12} Вт	Средняя температура, °С	Перенос соли, 10^3 т·с$^{-1}$	Средняя соленость, ‰
Берингов пролив					
вода	1,5	3,8	0,5	48,6	32,4
лед	~0	—1,7		~0	
Канадский Арктический архипелаг	—2,1	5,4	—0,7	—71,8	34,2
Восточно-Гренландское течение					
полярные воды	—1,8 } —7,2	8,4	—1,2	—61,2 } —246,2	34,0
атлантические воды	—5,3 }	—13,4	0,5	—185,0 }	34,9
лед	—0,1	33,5		—0,3	3,0
Западно-Шпицбергенское течение	7,1	68,3	2,2	248,9	35
Шпицберген — Земля Франца-Иосифа	—0,1	—1,3	2,7	—3,5	34,9
Земля Франца-Иосифа—Новая Земля (включая пр. Карские ворота)	0,7	2,9	0,9	24,3	34,7
Речной сток	0,1	2,1	5,0	0	
Общий приток	9,4		1,8	321,8	34,6
Общий сток	—9,4		—0,1	—321,8	34,6
Общий адвективный приток тепла		124,4			
Общий адвективный сток тепла		—16,3			
Общий обмен	0,0	108,1		0,0	

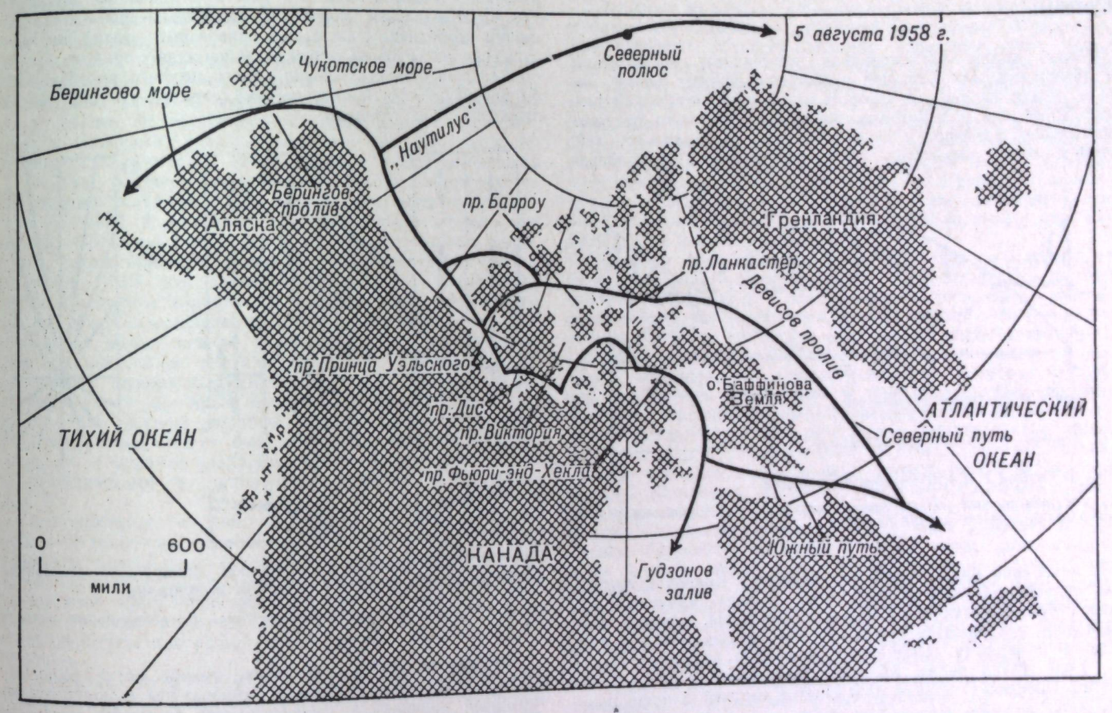
причем 95 % полного теплообмена осуществляется переносом тепла Западно-Шпицбергенским и Восточно-Шпицбергенским течениями. Вполне вероятно, что количество переносимого тепла может меняться от года к году на 50 %.

Кнут Оргаард

Лит.: K. Aagaard and L. K. Coachman, Arctic oceanography, *Oceans*, 6: 22—31, 1973; Y. Herman (ed.), *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*, 1974; *Climates of the Polar Region*, World Survey of Climatology Series, vol. 14, 1971; J. E. Slater (coord.), *Arctic Drifting Stations*, Arctic Institute of North America, 1968.

Северо-Западный проход

Северный морской путь между Атлантическим и Тихим океанами через Канадский Арктический архипелаг. Зимой он целиком закрыт льдом. Летом по мере отступления ледяного



Карта Северо-Западного прохода, на которой показаны северный и южный пути.
Показан морской путь с запада на восток из открытой части Северного Ледовитого океана на западе через зал. Коронейшен, проливы Дис, Виктория, Фьюри-энд-Хекла в Атлантический океан или Гудзонов залив.

покрова к северу открываются два прохода (см. рисунок). На востоке проходы через Девисов и Гудзонов проливы доступны для навигации уже в июне, когда частично растаявшие ледяные поля Лабрадорское течение выносит в Атлантический океан. Этот проход остается открытым до ноября.

Внутри Канадского Арктического архипелага ледяной покров блокируется сушей. Этот район остается закрытым для навигации до полного стаивания льда. Извилистый южный путь вдоль материкового побережья Канады обычно открыт для судов с середины августа до середины октября. Более прямой северный путь через пр. Ланкастер, Барроу и Мак-Клур никогда не бывает полностью свободен ото льда. Здесь проход судов возможен только с ледоколами типа «Уинд».

Южная часть моря Бофорта обычно проходима с середины июня до середины октября. Проход вокруг м. Барроу возможен только, когда арктические ледяные поля удерживаются вдали от берега летними юго-восточными ветрами. Обычно такие условия преобладают с начала августа до конца сентября. Распределение морского льда в Чукотском море и Беринговом проливе зависит от ветра того же направления. В этих районах лед сходит в конце июня и не появляется до октября. Подход к Берингову морю пригоден для плавания с начала июня до декабря. См. *Берингово море*.

По-видимому, часть пути вокруг м. Барроу является наиболее сложной. Суда, входящие в море Бофорта, должны убедиться в наличии вокруг мыса прохода, который в любое время после первой недели сентября может быть закрыт льдом, дрейфующим под действием ветра. В это же время закрывается подход к пр. Мак-Клур вдоль западного берега о. Банкс. Когда эти проходы закрыты, суда должны быть готовы повернуть на восток и вернуться в Атлантический океан до того, как замерзнут проливы через Канадский Арктический архипелаг. Ледоколы могут проходить по пр. Принца Уэльского восточнее о. Банкс и передвигаться по более короткому северному пути. Другие суда должны идти более длинным южным путем, где вода замерзает на несколько недель позже. Наилучшим вариантом для надводных судов является проход с запада на восток по южному пути, по которому суда проводятся с использованием сети радиолокационных станций Службы дальнего предупреждения.

В 1958 г. атомная подводная лодка ВМС США «Наутилус» совершила первый подводный переход по Северо-Западному проходу из Тихого океана в Атлантический. Первая попытка в июне оказалась неудачной, так как в мелком (48 м) Чукотском море встретился ледовый торос, простиравшийся под поверхностью на 24 м. Оставшаяся свободной глубина не позволила безопасно пройти лодке высотой 15 м. Двигаясь к Берингову проливу, 29 июля лодка встретила ледяной торос ближе к северу. На этот раз она обошла его вблизи м. Барроу и вышла в Северный Ледовитый океан по каньону Барроу. Этот желоб образует проход в шельфе глубиной 120 м.

В сентябре 1969 г. супертанкер «Манхэттен», превращенный в крупнейшее в мире ледокольное судно, совершил пробный рейс из Бостона, штат Массачусетс, по Северо-Западному проходу до Прадхо-Бей, Аляска. На этом судне, сопровождаемом канадским ледоколом «Сэр Джон А. Макдональд» и двумя самолетами ледовой разведки, была предпринята попытка пройти из моря Баффина через пр. Ланкастер в пр. Мак-Клур. Выход в Северный Ледовитый океан в западной части пролива оказался закрыт торосистым па-

ковым льдом. После того как «Манхэттен» был выведен изо льда, судно повернуло на юг, прошло вдоль восточного берега о. Банкс через обычно свободный ото льда пр. Принца Уэльского в море Бофорта и без затруднений достигло Прадхо-Бей. Приняв на борт почетный груз в виде позолоченного бочонка нефти, судно совершило обратный переход.

С начала 50-х годов множество торговых судов, включая самоходные баржи, проходили целиком или частично Северо-Западный проход в сопровождении ледоколов. Переход «Манхэттена» доказал возможность полного рейса специально оборудованных судов в течение осени. На современном уровне развития техники проход в течение года неосуществим. См. *Морской лед, Северный Ледовитый океан.*

Джон П. Талли

Сейши

Стоячие волны (стационарное колебание), возникающие в замкнутом или частично замкнутом водоеме (озере, заливе, бухте, гавани), в котором могут создаваться собственные колебания с некоторым периодом, зависящим от горизонтальных размеров и глубины. Сейши возникают под действием ветра, перепадов атмосферного давления, приливов

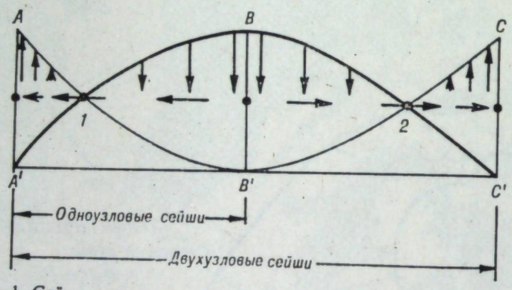


Рис. 1. Сейши в прямоугольном бассейне.

На рисунке показан гипотетический случай, когда колебания водной поверхности доходят до дна бассейна.

или колебаний воды в смежных водоемах. Сравнительно слабое воздействие внешних сил может вызвать продолжительную серию затухающих сейшевых колебаний, которые значительно усиливаются, если период воздействия приближается к периоду собственных колебаний водоема.

Если длина волны мала по сравнению с глубиной водоема, поведение сейшей описывается теорией длинных волн, согласно которой фазовая скорость волны равна $\sqrt{gh}$, где g — ускорение свободного падения; h — глубина воды. Период собственных колебаний в замкнутых прямоугольных водоемах с постоянной глубиной равен $2l/n\sqrt{gh}$, где l — длина бассейна; n — число узловых линий ($n=1$ — для основного случая и $n=2$ — для двухузловых сейшей). На краях такого бассейна расположены пучности, а в центральной части бассейна — узел (или узлы).

На рис. 1 показан профиль стоячих волн в замкнутых бассейнах $ABB'A'$ и $ACC'A'$. Стрелки указывают вертикальные и горизонтальные компоненты движения при колебании водной поверхности между положениями, указанными линиями $AB'C'$ и $A'BC'$. (При обратном движении направление стрелок меняется на противоположное.) Точки *1* и *2*, в которых горизонтальные движения достигают максимума и ниже которых нет вертикальных движений, называются узлами. Точки A, B и C, в которых вертикальные движения максимальны, а горизонтальные отсутствуют, называются пучностями. Сейши в меньшем бассейне $ABB'A'$, имеющие только один узел, представляют собой основное колебание, или одноузловые сейши. Сейши в бо́льшем бассейне $ACC'A'$ имеют два узла и являются двухузловыми.

Период собственных колебаний в частично замкнутом бассейне равен $4l/n\sqrt{gh}$, а линии узлов и пучностей расположены соответственно на открытом и замкнутом концах. Из-за неправильной формы бассейна и действия силы Кориолиса ошибка при расчете по этой формуле может достигать 10 %. Однако существуют усовершенствованные методы, позволяющие уточнить расчеты.

Эффект Кориолиса. Появляющаяся в результате вращения Земли сила Кориолиса (отклоняющая сила) создает вторичный эффект в изменениях уровня воды, вызванных сейшами. На рис. 2 *а* и *б* (вид сверху) стрелки показывают поверхностные течения соответственно по прошествии $^1/_4$ и $^3/_4$ периода после момента высокой воды в вершине канала. Под действием силы Кориолиса течения изменяют направление (штриховые стрелки) и в обоих случаях (*а* и *б*) вызывают подъем уровня в правой половине и соответствующее понижение уровня в левой половине канала. В нижней части рис. 2 *а* и *б* показаны профили водной поверхности вдоль линии, соединяющей узлы. Штриховая горизонтальная линия указывает средний уровень в поле течений, отклоняющихся под действием силы Кориолиса. Точка O, называемая амфидромией — единственное место, где уровень воды не меняется. Линия ON соединяет точки, в которых одновременно отмечается высокая вода. На рис. 2 *в* показаны другие такие же котидальные линии для различных фаз одного сейшевого колебания. Наложение поперечного (отклоняющего) движения на основное продольное движение приводит к тому, что эта линия на протяжении одного полного колебания как бы поворачивается против часовой стрелки (в северном полушарии). См. *Приливы.*

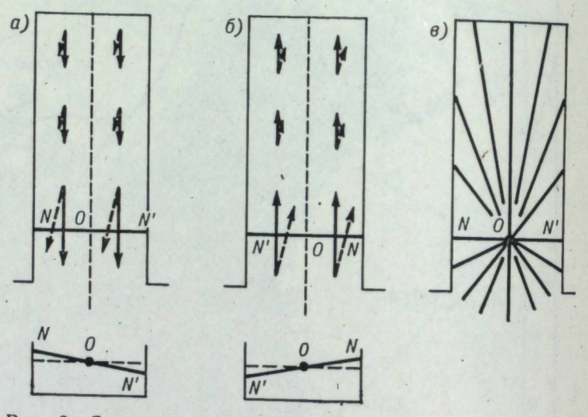


Рис. 2. Схематическое изображение поперечных колебаний в заливе, расположенном в северном полушарии.

а — сгонное течение, *б* — нагонное течение, *в* — котидальные линии.

Внутренние сейши. Внутренние сейши могут возникать в том случае, когда изменения температуры и солености по вертикали приводят к значительному перепаду плотности между двумя слоями воды. При достаточно большом перепаде зона, или поверхность раздела, между этими слоями будет вести себя как некая свободная поверхность, подобно поверхности раздела вода—воздух. Сильные вертикальные смещения воды могут заставить эту внутреннюю поверхность совершать колебания по типу сейшей.

Уильям Л. Дони

Сельскохозяйственная метеорология

Проведение самостоятельных исследований и применение знаний по общей метеорологии и климатологии к специфическим проблемам сельского хозяйства. В силу этого предметом исследований сельскохозяйственной метеорологии являются атмосферные процессы над пахотными землями, пастбищами и лесными угодьями, а также взаимосвязь этих процессов с подстилающей поверхностью. В задачи сельскохозяйственной метеорологии входит изучение влияния метеорологического режима на расход воды, необходимой для орошения, на количество удобрений и сельскохозяйственных химикатов, а также исследование влияния погодных условий на готовую продукцию при ее транспортировке на рынки сбыта.

Основные задачи. Агрометеорологи имеют дело с широким кругом самых различных проблем, которые они решают совместно со специалистами в смежных областях. Примеры такого сотрудничества приводятся ниже.

Влияние погодных условий. Погодные условия в значительной степени определяют максимальный урожай сельскохозяйственных культур. При построении статистических регрессионных моделей прогноза урожая последний рассматривается в виде функции таких переменных, как запасы влаги в почве, сроки посева или всходов зерновых, изменения температуры и осадков в период развития растений. В других более детерминистических моделях прогнозируется аккумуляция сухого вещества — как разность между фотосинтезом и респирацией растительного покрова. Для оценки этих процессов требуется знание большого числа характеристик, таких, как количество приходящей солнечной радиации, концентрация углекислого газа, размеры растений, температура их тканей, общее физиологическое состояние и т. п.

Погодные условия влияют на количество влаги, необходимое растениям как на орошаемых, так и на неорошаемых полях, а также на пастбищах и лесных угодьях. Для оценки этого влияния необходимо иметь информацию о турбулентном переносе тепла и водяного пара в самых нижних слоях атмосферы. См. *Микрометеорология сельскохозяйственных культур.*

Эффективность использования влаги. Различные агротехнические рекомендации (расстояние между рядами растений, плотность их посадки, архитектоника растительности, обработка почвы) должны испытываться и оцениваться по степени эффективности использования влаги, определяемой как отношение фотосинтетического производства сухой биомассы к количеству затраченной влаги или как отношение интенсивности процессов фотосинтеза и эвапотранспирации.

Болезни растений и появление вредителей, связанные с погодными условиями. Для предсказания вспышек заболеваний растений и животных или появления насекомых-вредителей, вызванных погодными условиями, необходимо исследовать, каким образом жизненный цикл организмов связан с погодой. Если эти связи будут известны, климатологи смогут определить вероятность вспышек таких заболеваний в любой фазе вегетационного периода. Агрометеорологи разрабатывают меры борьбы с заболеваниями на основании данных о настоящем или прогнозируемом будущем режиме погоды. Эта информация является основой при подготовке агрономами тех или иных мероприятий для защиты растений в особо опасные периоды. Необходимость и характер превентивных мер могут быть уточнены климатологами, синоптиками и агрометеорологами при их совместной работе со специалистами по патологии растений и энтомологами.

Вегетационный период. Вероятностную продолжительность вегетационного периода для данной местности можно рассчитать только при наличии достаточно длинного ряда метеорологических наблюдений. Результаты этих расчетов используются при планировании сроков посевов и сбора урожая, а также помогают выбирать новые сельскохозяйственные культуры для разведения в данном районе. См. *Климатология.*

Заморозки. Агрометеорологи принимают участие в составлении прогнозов времени наступления и интенсивности заморозков и их воздействия на растительность, особенно на плодовые деревья, овощные культуры и декоративные растения. Климатологи оценивают вероятность появления заморозков во всем районе по материалам достаточно длинных рядов наблюдений. Специалисты по микрометеорологии уточняют эти оценки, анализируя рельеф конкретного сада или земельного участка, траектории стока холодного воздуха в углубления рельефа, а также пространственную изменчивость температуры почвы, обусловленную различием наклонов и ориентации склонов, приводящим к неравномерному поступлению солнечного тепла на подстилающую поверхность. При прогнозе интенсивности заморозка на ближайшую ночь синоптики используют информацию о погодных условиях, и в первую очередь — об облачности (облака ослабляют излучение тепла Землей во внешнее пространство) и о скорости ветра (при слабом ветре в нижних слоях воздуха развиваются сильные ночные инверсии и холодный воздух накапливается у поверхности Земли). Способы защиты от заморозков разрабатываются инженерами совместно с агрометеорологами. Простейшей формой такой защиты для низкой растительности являются покровы типа пленки или соломы. Для защиты плодовых деревьев в холодные ночи применяется открытый обогрев с помощью специальных грелок. Иногда растения опрыскивают водой с целью несколько повысить температуру за счет тепла, выделяемого при замерзании капель. Агрометеорологами разработаны специальные составы типа пены, которыми покрывается низкая растительность для защиты от заморозков. Цитрусовые деревья опрыскиваются порошком из алюминия для уменьшения излучательной способности листвы и ветвей, что замедляет процесс их выхолаживания во время наступления заморозков.

Ветер. Основная задача заключается в определении скорости и направления господствующих ветров в районе расположения жилых домов, сараев и других хозяйственных построек. Ослабление дурных запахов достигается размещением скотных дворов на подветренной стороне естественных препятствий на пути воздушного потока или специально посаженных рядов деревьев. При размещении жилых построек следует стремиться минимизировать затраты энергии на отопление или охлаждение зданий.

Одной из задач является исследование влияния сильных ветров на произрастание сельскохозяйственных культур и состояние животных. Для защиты домашнего скота от пронизывающих холодных ветров зимой или жарких иссушающих потоков воздуха летом создаются специальные защитные сооружения из досок или высаживаются ряды деревьев.

Зерновые культуры лучше развиваются на подветренных сторонах ветрозащитных сооружений, особенно в аридных и полуаридных областях, которые характеризуются недостаточным увлажнением. Более однородный снежный покров способствует лучшему обеспечению влагой в весеннее время интенсивно растущих растений. В вегетационный период защищенные таким образом растения оказываются в условиях более благоприятного микроклимата (обычно более теплого и влажного) и реже испытывают дефицит влаги. Агрометеорологи разрабатывают оптимальную структуру полезащитных лесополос и способы использования многолетней высокой растительности (например, подсолнечников) для защиты более низких растений.

Опасные погодные условия. Агрометеорологи проводят совместные работы с агрономами, со специалистами по физиологии животных и с инженерами-строителями по разработке оптимальных защитных мер на случай возникновения опасных погодных условий и способов предупреждения об их наступлении, что способствует сохранению животных на отгонных пастбищах и в открытых загонах. Фермерам, например, необходима информация о приближающемся снежном буране с возможно большей заблаговременностью, поскольку в этих погодных условиях скот может оказаться отрезанным от корма или быть занесенным снегом в низинах долин. Прогноз периодов очень жаркой погоды также весьма важен для скотоводов, поскольку животные в открытых загонах плохо переносят высокие температуры, особенно в сочетании с большой влажностью. При таких условиях у животных нарушается теплообмен из-за уменьшения потерь тепла в окружающую среду. В экстремальных случаях животных обливают холодной водой из шлангов или подбирают им специальный рацион, который ослабляет интенсивность метаболических процессов. Радиационные нагрузки у животных уменьшают также с помощью специальных устройств для затенения от прямых солнечный лучей.

Турбулентность и неконтактные измерения. Другим направлением исследований и их практического приложения в агрометеорологии является изучение турбулентности и использование неконтактных методов измерений. Земная поверхность (как суша, так и водоемы) обменивается массой и энергией с атмосферой и служит областью стока для количества движения воздушных течений. Детальное изучение механизмов этого обмена является задачей микрометеорологии. Обмен массой (углекислым газом, водяным паром, пыльцой растений, различными примесями, загрязняющими воздух, и др.) осуществляется главным образом за счет турбулентной диффузии. Агрометеорологи крайне заинтересованы в развитии и проверке теоретических моделей турбулентного обмена, поскольку эти модели дают возможность определять количество тепла и водяного пара, поступающего к подстилающей поверхности, или потоки этих субстанций в атмосферу. То же самое относится и к углекислому газу, поскольку от его поступления к растительности зависят процессы фотосинтеза, а поток этого газа в атмосферу в ночное время определяется респирацией растений. Эффективность опыления растений, их полива и обрызгивания также зависит от интенсивности турбулентного обмена. См. *Микрометеорология.*

В век космических исследований агрометеорологи получили возможность широко использовать неконтактные способы измерений характеристик подстилающей поверхности и произрастающей на ней растительности. Сканирующие устройства с приемниками излучения в различных участках спектра, установленные на ряде спутников, запущенных в США Национальным управлением по исследованию океана

и атмосферы (NOAA) и Национальным управлением по аэронавтике и исследованиям космического пространства (NASA), а также на обычных самолетах, позволяют получать информацию о степени развития растительности или плотности всходов. Поток радиации в видимом участке спектра, отражаемой растительностью, позволяет судить о том, здоровы ли ткани растений или они подвержены некротическому заболеванию. По потоку инфракрасного излучения можно судить о степени увлажнения листьев или об их высыхании. Тепловое излучение дает возможность определить температуру излучающей поверхности растительности. Поверхность недостаточно увлажненных растений будет теплее поверхности растений, не испытывающих недостатка влаги. Излучение в микроволновой области используется для оценок влажности почвы. Агрометеорологи принимают активное участие в наземных наблюдениях, необходимых для тестирования данных неконтактных измерений.

Основные организации. Сеть государственных агрометеорологических станций и Управление по науке и образованию при министерстве сельского хозяйства США (USDA) активно участвуют в агрометеорологических исследованиях. Использование полученных результатов на практике, организация консультаций для фермеров, скотоводов, специалистов по заготовке сельскохозяйственной продукции и для широкой публики является обязанностью специальных служб, созданных в каждом штате. NOAA обеспечивает специалистов по сельскому хозяйству специализированными прогнозами через сеть станций Национальной службы погоды. Это управление организует в ряде районов страны консультации о погоде и по другим вопросам, касающимся сельского хозяйства, через центры службы наук об окружающей среде. Подразделения USDA, собирающие информацию о запасах продовольствия на всем земном шаре, и центр по оценке климатических и других условий окружающей среды при NOAA пытаются организовать мониторинг влияния погодных условий на производство продуктов питания во всем мире. Данные о погоде и урожае во всех странах публикуются в «Еженедельнике погоды и урожая» (Weekly Weather and Crop Bulletin), выпускаемом совместно NOAA и USDA. В ряде крупных комплексных исследований, таких, как, например, недавно закончившийся эксперимент по сбору информации об урожаях на больших посевных площадях (Large Area Crop Inventory Experiment) с целью получения оценок производства пшеницы во всем мире, принимало участие несколько правительственных организаций. Такого рода работы по оценке урожая других культур проводятся с участием NASA, NOAA и USDA.

Комиссия по сельскохозяйственной метеорологии при Всемирной метеорологической организации руководит международным обменом информацией по всем аспектам сельскохозяйственной метеорологии. Эта же комиссия занимается стандартизацией приборов и методов измерений, а также сбором данных по отдельным крупным проблемам (например, по засухам). В ее функции входит также организация обучения и стажировки агрометеорологов развивающихся стран и оказание помощи в создании агрометеорологических служб в рамках министерств сельского хозяйства, водных ресурсов и др. Примером такого рода деятельности является создание сельскохозяйственной службы и службы оперативной гидрологии в ряде африканских стран на территории Сахели.

Норман Дж. Розенберг

Лит.: G. Campbell, *An Introduction to Environmental Physics*, 1977; R. Geiger, *The Climate near the Ground*, 4th ed., 1965; R. Lee, *Forest Microclimatology*, 1978; J. L. Monteith, *Principles of Environmental Physics*, 1973; J. L. Monteith, *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 2; Case Studies, 1976; R. E. Munn, *Descriptive Micrometeorology*, 1966; N. J. Rosenberg, *Microclimate: The Biological Environment*, 1974; O. G. Sutton, *Micrometeorology*, 1953 (Сэттон О. Г. Микрометеорология.— Л., 1958.)

Доп. лит.: Гольцберг И. А. Микроклимат и его значение в сельском хозяйстве.— Л., 1957; Романова Е. Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата.— Л., 1977.

Серебристые облака

Облака, наблюдающиеся в мезопаузе (на высоте около 80 км над поверхностью Земли) во время астрономических сумерек, когда Солнце зашло за горизонт на поверхности Земли, но освещает высоты мезопаузы. Серебристые облака наблюдаются только в летние месяцы между 40 и 75° широты. Они напоминают высокие перистые облака с хорошо выраженной полосчатой или волновой структурой и, как правило, настолько тонки, что сквозь них проглядывают звезды. Обычно они чисто белого или сине-белого цвета. Данные ракетных измерений и данные мировой сети наблюдательных станций заставили существенно пересмотреть гипотезы, объясняющие природу и образование серебристых облаков.

Данные наблюдательной сети. Из наблюдений на мировой сети станций, организованных для изучения этих облаков, известно, что серебристые облака появляются над массивами суши как северного, так и южного полушария. Для того чтобы установить, связаны ли эти облака и их волновая структура с элементами земного рельефа, такими, как горные цепи, необходимо организовать также наблюдения над океанами.

Данные существующей сети станций обрабатываются (в виде перфокарт) в трех мировых центрах данных: Институте астрономии и физики атмосферы АН ЭССР, СССР; в Эдинбургском университете, Шотландия; и в Метеорологическом отделе департамента транспорта Канады. Международное «Руководство для наблюдателя», выпущенное в 1968 г., содержит информацию, необходимую для наблюдения и регистрации данных. Обмен информацией осуществляется подкомиссией по серебристым облакам при Международной комиссии по метеорологии и физике верхней атмосферы Международного союза геодезии и геофизики.

Ракеты. Начиная с 1962 г. исследования серебристых облаков и связанных с ними метеорологических явлений получили большое развитие. Первые ракетные эксперименты, показавшие высокую концентрацию частиц на коллекторных плоскостях, экспонированных на тех высотах, где располагаются серебристые облака, оказались уникальными. Пять последовательных запусков, произведенных в момент, когда эти облака наблюдались с Земли, не показали сколько-нибудь заметного превышения концентрации частиц над фоном. Однако свидетельствуют ли обнаруженные при этих измерениях явления о крайней изменчивости концентрации частиц внутри серебристых облаков или же о том, что эти облака способны образоваться при отсутствии твердых ядер конденсации, установить не удалось. Температурное зондирование атмосферы с помощью ракет, произведенное как при наличии серебристых облаков, так и при их отсутствии, показало, что эти облака наблюдаются в мезопаузе Арктики в летний период, когда здесь господствуют крайне низкие температуры (130 К). В это время температурная структура этого слоя чрезвычайно однородна и устойчива как в присутствии, так и при отсутствии серебристых облаков, тогда как в зимние месяцы на тех же самых высотах фиксируются крайне изменчивые, непостоянные и гораздо более высокие температуры (около 200 К). См. *Метеорологические ракеты.*

Образование. В настоящее время считается, что низкие температуры являются необходимым, но не достаточным условием для образования серебристых облаков. Общепризнано и то, что эти облака состоят из ледяных кристаллов или капель воды, попадающих в мезосферу вследствие турбулентного переноса, наблюдающегося в атмосфере Арктики в летний период. Поскольку частицы космической пыли не всегда присутствуют здесь в достаточном количестве, теория привлекает в качестве ядер конденсации ионы. Одна из теорий, в частности, предполагает рост облачных частиц путем гидратации ионов железа, которые образуются в результате метеорной абляции и связанных с нею атмосферных явлений на высотах 80—90 км. Эта гипотеза призвана объяснить, почему серебристые облака, как считают некоторые ученые, с большей вероятностью образуются после метеорных ливней, наблюдающихся в отдельные летние дни, притом даже при отсутствии в облачных частицах частиц космической пыли. Считается общепризнанным, что волновая структура серебристых облаков связана с атмосферными гравитационными волнами, однако источник этих гравитационных волн пока неизвестен. Согласно последним теоретическим воззрениям, образование серебристых облаков и их волновая структура связаны с гравитационными волнами, возбуждаемыми агеострофическим компонентом тропосферного струйного течения. Если эта теория справедлива, она не только подтверждает взаимосвязь процессов, происходящих в верхней и нижней атмосфере, но и позволяет предсказать появление серебристых облаков. См. *Струйное течение, Физика облаков.*

Роберт К. Собермен

Лит.: B. Folge and B. Haurwitz, *Noctilucent Clouds*, in D. Reidel (ed.), *Space Science Reviews VI*, 1966; J. Kaunieks and P. Greendberg (eds.), *Physics of Mesospheric (Noctilucent) Clouds*, 1974; И. А. Хвостиков, Ж. Витт, Серебристые облака.— Л., 1967; R. K. Soberman, *Noctilucent Clouds*, in S. L. Valley (ed.), *Handbook of Geophysics and Space Environments*, 1965; R. K. Soberman, S. A. Chrest, and R. F. Carnevale, *Rocket Sampling of Noctilucent Cloud Particles During 1964 and 1965*, in A. P. Mitra, L. G. Jacchia, and W. S. Newman (eds.), *Space Research VIII*, 1968.

Сирокко

Южный или юго-восточный поток воздуха из Сахары или пустынь Саудовской Аравии, предшествующий перемещению циклонов через район Средиземного моря в восточном направлении. Этот ветер наиболее интенсивен весной, когда воздух над пустынями сильно нагрет, а средиземноморские циклоны интенсивны. Сирокко наблюдается вдоль южного и восточного побережий Средиземного моря от Марокко до Сирии и представляет собой жаркий сухой ветер, переносящий песок и пыль пустынь на большие расстояния. Хотя при прохождении над Средиземным морем воздух охлаждается и становится более влажным, тем не менее, достигая южных берегов Европы, он способствует установлению там душной знойной погоды. Дожди в этой воздушной массе часто имеют специфическую окраску благодаря частицам пыли и песка, выпадающим вместе с каплями дождя. При солнечной погоде температура воздуха в южной Европе в условиях сирокко может превышать 40 °С. Этот тип ветра в различных местностях носит различные названия. Так, в Египте он называется хамсин. См. *Воздушная масса, Ветер.*

Фредерик Сандерс

Смог

Загрязнение воздуха частицами дыма (smoke) и тумана (fog). Слово «смог» (smog), являющееся комбинацией указанных двух слов, было придумано и впервые произнесено публично Де Вье в Англии в 1905 г. Двумя основными типами смога являются лондонский и лос-анджелесский. Лондонский смог состоит в основном из соединений сульфатов, аэрозолей и CO. Такой смог способствует возникновению бронхиальных раздражений и кашля и при устойчивом состоянии атмосферы может привести к резкому увеличению смертности. Катастрофическим оказалось загрязнение воздуха в 1952 г., когда в результате небывало сильного смога с 5 по 8 декабря в Большом Лондоне погибло около 4000 человек.

Смог лос-анджелесского типа образуется в результате фотохимических реакций, происходящих под действием солнечного излучения, и состоит в основном из органических соединений, окислов азота, O_3 и CO. Он вызывает временное раздражение глаз, однако очень трудно определить другие аспекты воздействия фотохимического смога на человека. Например, люди, живущие в тех районах лос-анджелесского округа, где повторяемость смогов минимальна, легче переносят сердечные приступы, чем жители районов, где смог образуется часто. Кроме того, существует определенная связь между числом автомобильных катастроф и содержанием оксидантов. Некоторые медики обеспокоены возможным долговременным влиянием фотохимического смога, хотя такое влияние с полной определенностью еще не доказано. См. *Биоклиматология, Загрязнение атмосферы, Химия атмосферы.*

Е. Уэндел Хьюсон

Снег

Наиболее распространенная форма твердых осадков. Обычно представляет собой хлопья, состоящие из кристаллов в форме звезд, игл или их комбинаций. Кристаллы часто покрыты незамерзшими на них каплями (обзерненные кристаллы). Встречаются также снежинки, состоящие из кристаллов в виде столбиков, пластинок, а также круповидные и ослепелые снежинки. Фотографии Бентли, на которых в основном изображены кристаллы в форме шестиконечных звезд и гексагональные ледяные пластинки, демонстрируют бесконечное многообразие прекрасных симметричных рисунков. См. *Осадки.*

Географическое распределение. На уровне моря снег выпадает в основном в области между параллелью 35° и полюсом, но может отмечаться и ближе к экватору во внутренних частях континентов и на больших высотах. На западных берегах снег выпадает только за параллелью 45°. Высота залегания постоянного снежного покрова в горах уменьшается от экватора к полюсу вплоть до уровня моря в полярных областях.

Ледники образуются там, где в течение года количество выпадающего снега превышает количество снега тающего, сползающего и испаряющегося. В Гренландии, например, вдоль морских берегов глыбы льда, откалываясь от ледников, образуют айсберги.

Максимальное годовое количество снега в США составляет местами более 5 м. Обильные снегопады отмечались в Сьерра-Невада, Каскадных горах, в горах Колорадо, а также в северной части штата Нью-Йорк вблизи оз. Онтарио, западнее — в штате Мичиган вдоль южного берега оз. Верхнее и в северной части Нью-Ингленд.

Плотность. Плотность свежевыпавшего снега обычно составляет 0,1 $г \cdot м^{-3}$, однако может колебаться в широких пределах. Влажный снег тяжелее свежевыпавшего, а плотность сухого пушистого снега может составлять 0,03 $г \cdot м^{-3}$ и менее. Плотность снежного покрова увеличивается при его уплотнении, таянии, промерзании, а также при превращении снега в ледяные зерна при сублимационном росте больших частиц льда за счет мелких частиц. Глубоко в ледниках воздух сжат и их плотность приближается к плотности чистого льда.

Термическое влияние снежного покрова. Снег, особенно свежевыпавший, является хорошим теплоизолятором, поскольку между снежниками задерживается воздух. В результате снег часто защищает низкую растительность, такую, как злаки, от вымерзания. Температура воздуха над снежным покровом обычно ниже, чем под ним, поскольку снег отражает солнечную радиацию днем, является хорошим излучателем ночью, а также препятствует теплоотводу от земной поверхности.

Формирование снежных кристаллов. Накайа, изучавший процесс роста, форму и свойства снежных кристаллов, в ходе лабораторных опытов обнаружил, что кристаллы в виде звездочек могут быть выращены только в узком диапазоне температур (примерно от —14 до —17 °С). При температуре выше —7 °С формировались только ледяные иглы. Пластинки и столбики вырастали в основном при температуре от —10 до —22 °С и относительной влажности 100—110 %. Для образования же кристаллов других форм влажность, как выяснилось, должна составлять 110—130 %. Позднее Мейсон (1959) привел следующую зависимость между температурой T и формой ледяных кристаллов, выращенных на нити в камере охлаждения:

T °С	*Форма кристалла*
0... —3	Тонкие гексагональные пластинки
—3... —5	Ледяные иглы
—5... —8	Полые призмы
—8... —12	Гексагональные пластинки
—12... —16	Дендриты
—16... —25	Пластинки
—25... —50	Полые призмы

См. *Гидрология, Гляциология, Град, Физика облаков.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: W. A. Bently and W. J. Humphreys, *Snow Crystals*, 1931, reprint, 1962; P. Dalrymple et al., *A Year of Snow Accumulation at Plateau Station*, 1977; W. D. Kingery, *Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications*, 1963.

Снеговая линия

Этим термином обозначают внешнюю границу области, покрытой снегом или фирном в течение всего года. В горной местности это, скорее, не линия, а граничная зона, положение отдельных участков которой зависит от соотношения между интенсивностью снегопада и таяния. Эти процессы могут значительно изменяться на различных участках снеговой линии. Снеговую линию на поверхности ледника иногда называют фирновой линией. В районах, где ледники спускаются в долины, сезонная снеговая линия на горных хребтах и вершинах, примыкающих к долинам, в летнее время года обычно расположена гораздо выше, чем на этих лед-

никах, и имеет весьма извилистую нерегулярную форму.

Если к концу лета снег полностью не исчезает с поверхности коренной горной породы, то его нижняя граница называется орографической снеговой линией, поскольку ее положение определяется главным образом локальными условиями и орографией. Положение орографической снеговой линии сильно изменяется от года к году. Среднее положение снеговой линии, установившееся в течение многих десятилетий, определяет направленце эволюции нивальной области. Среднее для заданного района положение орографической снеговой линии называется климатической снеговой линией, поскольку ее положение полностью определяется климатическими условиями. Положение климатической снеговой линии, осредненное за десятилетие и более, может быть названо средней климатической снеговой линией. На крупных ледниковых щитах и ледниках климатической снеговой линией является фирновая линия. Ее положение, осредненное за десятилетний период и более, может быть названо средней фирновой линией. См. *Гляциология, Снежное и фирновое поля.*

Мейнард М. Миллер

Снегомер

Прибор для измерения водного эквивалента снежного покрова. В прежние годы для определения запасов снега использовали рейки со шкалой, с помощью которых фиксировали высоту снежного покрова. Так как плотности свежевыпавшего и уплотненного снега значительно отличаются друг от друга, то измерение лишь высоты снежного покрова не обеспечивает достаточной точности данных о водном эквиваленте. Первым это обнаружил в 1910 г. Черч из Университета штата Невада. В Неваде и других западных штатах США водный эквивалент снежного покрова, от которого зависит запас воды для орошения полей, необходимо измерять каждую зиму.

Трубчатые заборники проб. Первые снегомеры представляли собой стальные трубки диаметром 38,1 мм. Эти трубки разной длины с резьбовым соединением обеспечивают прохождение снежного покрова любой толщины. Позже Клайд из колледжа штата Юта сконструировал легкий бесшовный алюминиевый трубчатый снегомер, состоящий из трубок длиной 80 см. Нижняя секция имеет пилообразную режущую кромку для проникновения через плотный снег и ледяную корку. Внутренний диаметр этих трубок уменьшен до 37,72 мм. Этот размер выбран исходя из того, что столб воды такого диаметра высотой 2,54 см имеет массу 28,35 г. Указанное изменение конструкции дает возможность при шкале весов в граммах получать сразу данные о слое воды в сантиметрах.

В последние годы созданы образцы снегомеров из стеклопластика и пластмассы для измерений в условиях тонкого снежного покрова, при глубоком плотном снеге и т. д. Все эти снегомеры действуют так же, как и прибор стандартной конструкции. Для проведения измерений снегомер погружают вертикально в снежный покров до поверхности почвы (рис. 1). Затем снегосборник вместе со снегом вытаскивают и взвешивают. Водный эквивалент снежного покрова находят путем вычитания массы снегосборника из общей массы. С учетом погрешности взвешивания ошибка измерений составляет 6—8 %. Исследования показали, что погрешность обусловлена в основном затупленностью режущей кромки снегомера.

Автоматические устройства. Разработаны автоматические устройства, дающие возможность осуществлять дистанционные измерения водного эквивалента снежного покрова. Эти устройства позволяют также передавать получаемые данные на центральную станцию, исключая необходимость в поездках к пунктам измерений. Созданы два метода измерений: на основе радиоактивного излучения, разработанный Герделем в 1954 г., и на основе преобразователя давления, предложенный Бомоном в 1964 г. Радиоактивный снегомер фиксирует ослабление слоем снега интенсивности излучения источника, расположенного на поверхности почвы. Радиоактивный снегомер калибруют до его установки. Излучение регистрируют счетчиком Гейгера. Приборы такого типа используют в Европе, Японии и Северной Америке. В преобразователе давления для определения массы снега применена механико-гидравлическая система, включающая резиновый баллон (подушку) круговой формы диаметром 3,6 м (рис. 2). Баллон заполняют смесью антифриза с водой слоем 8—10 см. Давление внутри баллона возрастает под действием массы снега, выпавшего на его поверхность. Для регистрации изменений давления служит манометр.

Увеличение или уменьшение давления однозначно связано с изменением массы снега на поверхности баллона. Полученные данные передаются на центральную станцию по радиоканалу. Некоторые гидрологи вместо резиновых баллонов используют преобразователь давления с металлической мембраной. Несколько комплектов подобных снегомеров установлено в западной части США. Система телеизмерений обеспечивает получение каждый час и каждые сутки информации о водном эквиваленте снежного покрова, необходимой для учета водных ресурсов.

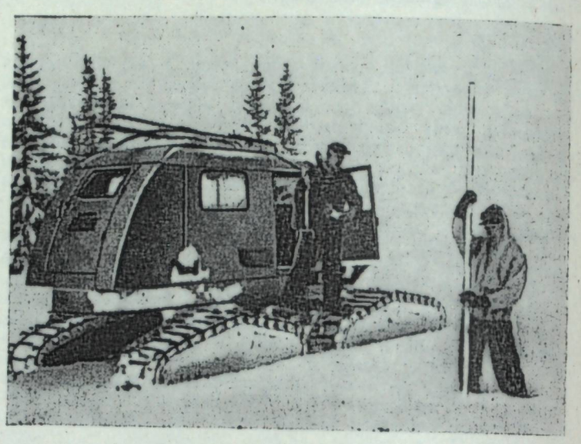


Рис. 1. Наблюдатели проводят измерения снегомером глубокого снежного покрова в штате Юта. *(USDA, Soil Conservation Service)*

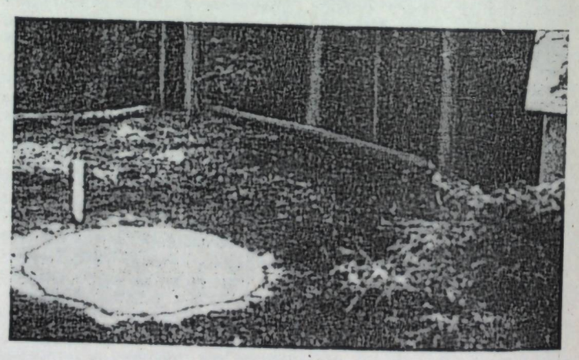


Рис. 2. Приемник давления диаметром 3,6 м, установленный на снегомерном маршруте в штате Орегон. *(USDA, Soil Conservation Service)*

К домику, в котором размещены приборы для регистрации изменений давления при выпадении снега на баллон (правая часть рисунка), подходит соединительная трубка от баллона.

Роберт Т. Бомон

Лит.: R. T. Beaumont, Field accuracy of volumetric snow samplers at Mt. Hood, Oregon, in *Physics of Snow and Ice*, vol. 1, 1967; R. T. Beaumont, Mt. Hood pressure pillow snow gage, *J. Appl. Meteorol.*, 4(5), 1965; R. W. Gerdel, Radioactive snow gage, *Weatherwise*, 5(6), 1952; J. L. Smith, D. W. Willen, and M. S. Owens, Measurement of snowpack profiles with radioactive isotopes, *Weatherwise*, 18(6), 1965.

Снегосъемка

Оценка накапливающихся зимой запасов снега. В США снегосъемки были впервые введены Черчем (Университет штата Невада). В Неваде, как и во многих западных районах США, основная часть стока обусловлена запасами снега, накапливаемого зимой. Для получения данных, необходимых при прогнозировании стока, вызываемого таянием снега, Черч сконструировал снегомер и разработал методику снегомерных съемок.

Ежегодно снегомерная съемка в каждом районе производится по одному и тому же маршруту. Для получения достаточно надежных выборочных значений характеристик снежного покрова измерения на таком маршруте производятся в сравнительно большом числе пунктов (обычно от 10 до 20). Расположение этих пунктов, отстоящих друг от друга на 15—30 м, заранее выбирается и наносится на карту. Наиболее важной характеристикой, получаемой с помощью снегосъемки, являются суммарные снегозапасы в данном районе, выраженные эквивалентным количеством воды. Снегосъемки проводятся ежегодно несколько раз в год.

Сопоставление результатов снегосъемок с данными о поверхностном стоке показало, что существует зависимость стока для ряда месяцев, обычно с апреля по сентябрь включительно, от суммарных снегозапасов. Используя эту зависимость и измеряя снегозапасы каждой весной перед началом таяния снега, можно прогнозировать ожидаемый сток в течение сезона орошения, который в большинстве случаев также охватывает период с апреля по сентябрь.

Поскольку снегосъемки проводятся с целью прогноза запасов воды для орошения, этой задачей первоначально и ограничивались их приложения. Однако впоследствии, после постройки на западе США крупных водохранилищ многоцелевого назначения, описанные прогнозы стали использоваться также в целях управления водными ресурсами: при прогнозе паводков, в гидроэнергетике и водоснабжении.

В настоящее время на западе США и в Канаде имеется около 1500 снегомерных маршрутов, на которых ежегодно проводятся снегосъемки. Производится также установка недавно разработанной телеметрической аппаратуры для автоматического измерения и передачи таких данных из отдаленных районов. Внедрение этой аппаратуры на существующих снегомерных маршрутах позволит получать необходимые данные автоматическим путем, не производя обходов этих маршрутов.

Роберт Т. Бомон

Лит.: R. A. Work, Measuring snow to forecast water supplies, in *Water*, Yearbook USDA 1955.

Доп. лит.: Копанев И. Д. Методы изучения снежного покрова.— Л., 1971.

Снежное и фирновое поля

Термин «снежное поле» обычно используют применительно к горным районам и районам оледенения, когда имеют в виду какой-то участок покрытой снегом местности с четко различимыми географическими границами. В более общем случае, когда говорят просто о наличии снега на какой-то территории безотносительно ее географических границ, уместнее применять термин «снежный покров». Что касается снежных полей, то гляциология нуждается в дополнительных более точных терминах, которые отражали бы физическое состояние и возраст снежного покрова. Строго говоря, термином «снежное поле» следует обозначать снег текущего сезона аккумуляции. Весь старый материал относится к категории фирна или льда. Термин «фирн» происходит от немецкого прилагательного firn (прошлогодний) и, следовательно, означает затвердевший, но еще не превратившийся в лед снег, сохранившийся с прошлого года или от нескольких предыдущих лет. Поэтому, по определению, снежное поле из фирна можно назвать фирновым полем. См. *Гляциология.*

Мейнард М. Миллер

Солнечная постоянная

Плотность потока солнечной энергии, поступающей на внешнюю границу земной атмосферы. При среднем расстоянии Земли от Солнца солнечная постоянная равна 1367±7 Вт·м$^{-2}$. В зависимости от зенитного расстояния Солнца до $^1/_3$ этой энергии может рассеиваться в земной атмосфере. По измеренному значению солнечной постоянной был вычислен полный поток энергии, излучаемой Солнцем; он составляет $3{,}86 \cdot 10^{26}$ Дж·с$^{-1}$.

В настоящее время погрешность определения солнечной постоянной не превышает 2 % и обусловлена экспериментальными трудностями, связанными с изменчивостью атмосферного поглощения. Возможны отклонения и самого солнечного излучения, но они маловероятны. Наблюдения вне атмосферы с помощью более точных приборов, установленных на

спутниках, в конце концов позволят уточнить значение солнечной постоянной и решить вопрос о возможных ее вариациях.

Джон У. Эванс

Солнечная энергия

Энергия, излучаемая Солнцем в виде электромагнитной радиации. Земля получает приблизительно половину одной миллиардной доли полного количества энергии, испускаемой Солнцем. В 1971 г. Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства (НАСА) на основании радиационных измерений в космическом пространстве предложило новое значение солнечной постоянной[1] в космосе, равное 1353 Вт·м$^{-2}$, и стандартную спектральную кривую солнечного излучения в небольших участках длин волн (полосах), центрированных при длинах волн в центрах полос (мкм), указанных на рис. 1. Согласно этому рисунку, энергия солнечного излучения в ультрафиолетовой области составляет 105,8 Вт·м$^{-2}$ (7,82 % солнечной постоянной), в видимой области — 640,4 Вт·м$^{-2}$ (47,33 %) и в инфракрасной — 606,8 Вт·м$^{-2}$ (44,85 %). Значение солнечной постоянной практически неизменно. Однако вследствие эллиптичности земной орбиты внеатмосферная инсоляция изменяется от 1398 Вт·м$^{-2}$ во время зимнего солнцестояния до 1308 Вт·м$^{-2}$ во время летнего солнцестояния, т. е. примерно на 3 % от среднего значения.[2] С учетом поперечного сечения Земли можно установить, что она получает ежегодно $751 \cdot 10^{15}$ кВт·ч солнечной энергии.

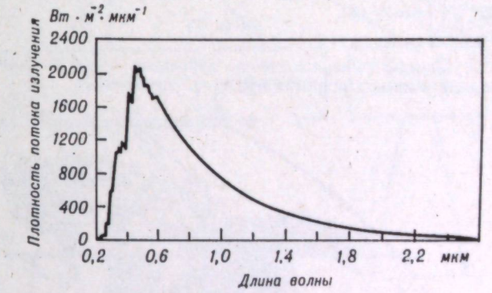


Рис. 1. Стандартный солнечный спектр на расстоянии 1 а. е. при солнечной постоянной, равной 1353 Вт·м$^{-2}$, по данным НАСА. *(Из Solar Electromagnetic Radiation, NASA, SP-8005, May 1971)*

Излучение, достигающее земной поверхности, при прохождении через атмосферу разделяется на прямую и рассеянную составляющие; при этом полная энергия излучения уменьшается вследствие селективного поглощения молекулами сухого воздуха, пылью, молекулами воды и тонкими слоями облаков. Сплошная облачность исключает прохождение прямой солнечной радиации, поэтому остается только рассеянная. На рис. 2 показаны составляющие солнечного излучения, падающего в условиях ясного неба на перпендикулярную к потоку излучения поверхность с 8 до 16 ч местного времени. Если бы небо оставалось безоблачным каждый день в течение 12 ч, то полученная при этом энергия составила бы от 4200 до 5200 кВт·м$^{-2}$·год$^{-1}$. В действительности число часов с солнечным сиянием (в процентах от возможного числа) даже в областях высокой инсоляции колеблется между 78 и 89 %, что приводит к уменьшению получаемой энергии солнечного излучения до значений, приведенных на рис. 2. Так как атмосферное поглощение и рассеяние значительно усиливаются при малой высоте Солнца, среднее количество солнечного излучения, падающего при наиболее благоприятных условиях на горизонтальную поверхность, составляет около 2550 кВт·ч·м$^{-2}$·год$^{-1}$, или 2,55 ТВт×

[1] В настоящее время принято значение 1367 Вт·м$^{-2}$. (*Прим. ред. пер.*)

[2] Солнечная постоянная определяется как внеатмосферная инсоляция при среднем расстоянии между Землей и Солнцем. По данным спутниковых измерений были обнаружены небольшие (порядка нескольких десятых процента) изменения солнечной постоянной. (*Прим. ред. пер.*)

×ч·км$^{-2}$·год$^{-1}$. На рис. 3 показано глобальное распределение годовой суммы суммарной радиации, падающей на горизонтальную поверхность. Согласно показаниям гелиостата, прибора, следящего за суточным и сезонным перемещением Солнца по небосводу, т. е. направленного на Солнце, среднее количество солнечного излучения составляет от 3 до 3.5 ТВт·ч·км$^{-2}$·год$^{-1}$.

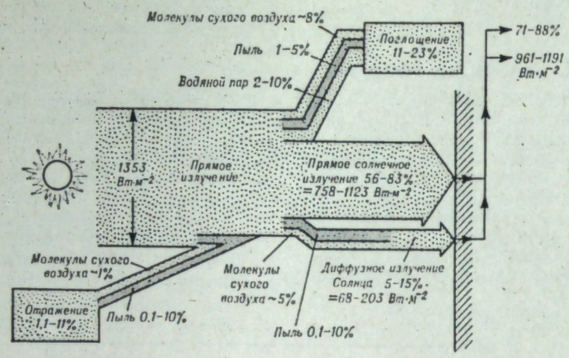


Рис. 2. Прохождение солнечного излучения через атмосферу в средних и низких широтах при ясном небе.

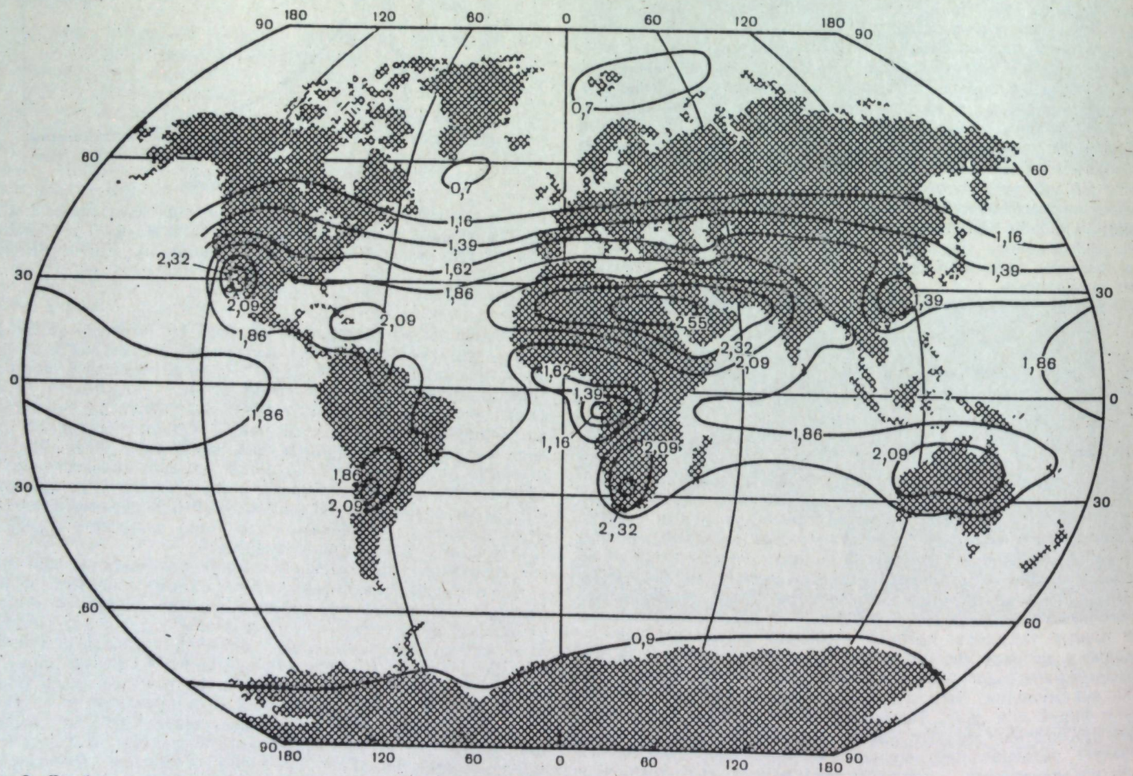


Рис. 3. Глобальное распределение годовой суммы суммарной радиации (ТВт·ч·км$^{-2}$), падающей на горизонтальную поверхность.

В планетарном масштабе около 50 % полного количества падающего излучения, составляющего 751·10^{15} кВт·ч·год$^{-1}$, отражается облаками обратно в космическое пространство,[1] 15 % отражается земной поверхностью и около 5,3 % поглощается оголенными участками почвы. Из оставшихся 29,7 % только около 1,7 % (3,79·10^{15} кВт·ч·год$^{-1}$) поглощается морскими растениями и 0,2 % (4,46·10^{14} кВт·ч·год$^{-1}$) — наземными. Основная часть солнечного излучения тратится на испарение воды и поступление ее в атмосферу. Энергия, затрачиваемая на испарение, может быть частично компенсирована за счет использования гидравлической энергии.

Солнечную энергию можно использовать в виде тепла, биохимической энергии (вырабатываемой в ходе процесса фотосинтеза), энергии ветра и фотоэлектрической энергии (генерация электрического тока с помощью солнечных фотоэлементов). Две самые сложные проблемы, возникающие при использовании солнечной энергии, связаны с ее низкой концентрацией и нерегулярностью ее поступления в результате суточной и сезонной вариаций и изменений климата.

В 1974 г. Конгресс США организовал Агентство по исследованиям и развитию энергетических ресурсов, задача которого состояла в разработке новых методов использования труднодоступных источников энергии (таких, как нефтеносные сланцы), в совершенствовании методов использования залежей каменного угля (газификация угля и ожижение газа), в дальнейшем развитии ядерной энергетики, совершенствовании способов использования геотермической энергии и всех форм энергии Солнца. На рис. 4 схематически представлены основные методы использования солнечной энергии.

Энергия воды. Вклад гидроэнергетических установок в мировое производство энергии составляет только около 2 %, а вклад ветряных источников энергии совершенно ничтожен. В Европе используется только около 23 % возможных источников энергии воды, в Северной Америке — около 22 %. В других районах земного шара уровень использования энергии воды еще ниже.

Энергия воды непрерывно восполняется Солнцем. Использование энергии воды не приводит к уменьшению ее запасов, как это имеет место в случае ископаемого топлива (нефть, уголь, газ). Энергия воды является в сущности концентрированной энергией Солнца, причем ее гораздо легче регулировать и запасать. В настоящее время к. п. д. переработки энергии воды в электроэнергию достигает 80 %, тогда как к. п. д. переработки запасов угля и нефти составляет только 33 %. При использовании энергии воды исключается загрязнение воздуха.

Все эти доводы свидетельствуют о необходимости более интенсивного использования мировых запасов энергии воды. К 2000 г. мощность гидроэлектрических установок во всем мире может быть увеличена в 10 раз, т. е. до 6,4 млрд. кВт·ч.

[1] Согласно данным спутниковых наблюдений, среднее глобальное альбедо Земли составляет около 30 %. (*Прим. ред. пер.*)

Энергия ветра. Ветер является третьим по значению (после Солнца и Мирового океана) потенциальным источником энергии. Установки для использования энергии ветра причиняют меньший ущерб окружающей среде, чем гидротехнические сооружения, так как не требуют возведения дамб и затопления отдельных участков суши.

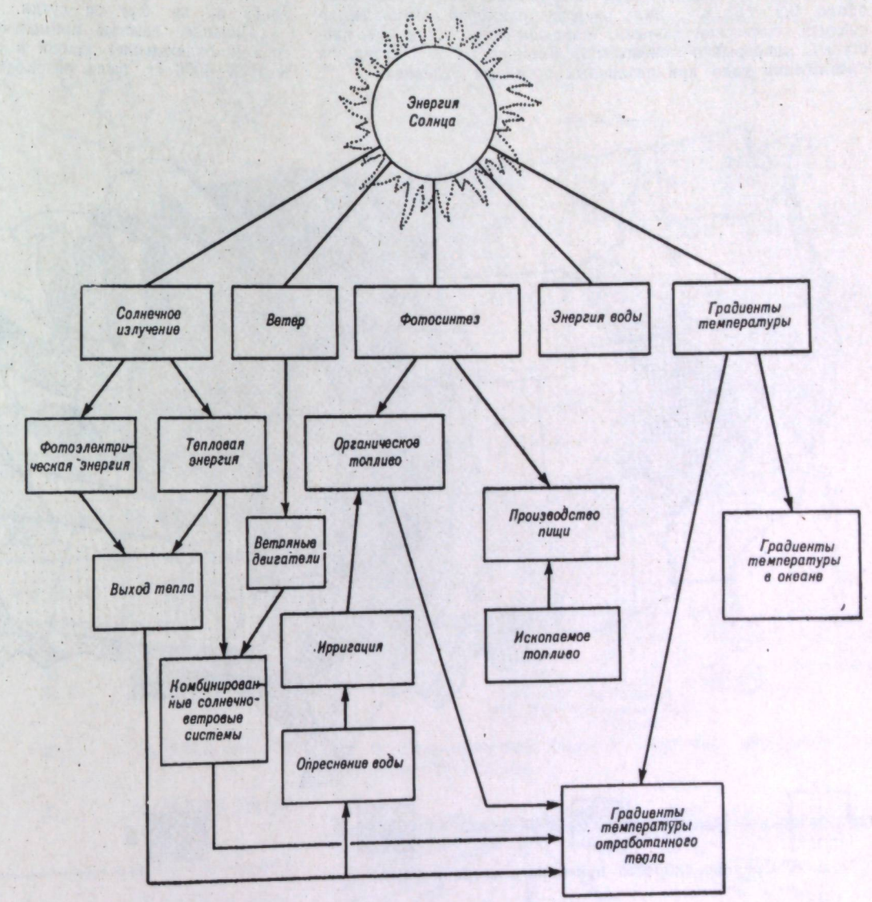


Рис. 4. Основные энергетические системы, связанные с использованием солнечной энергии.

Основным препятствием является необходимость значительных капиталовложений для постройки крупных установок и линий передачи электроэнергии в места ее потребления, иногда весьма удаленные.

Развитие гидроэнергетики происходит особенно быстрыми темпами в СССР и КНР. Большие неиспользуемые запасы энергии воды существуют в Новой Гвинее, Африке, Южной Америке и Гренландии.

Другая форма использования энергии воды состоит в утилизации градиента температуры вод Мирового океана, аккумулирующего гигантские запасы тепловой энергии Солнца. Разность температур между поверхностными и придонными водами может служить источником громадного количества электроэнергии. Значительный градиент температуры возникает в тропических областях между 10° с. ш. и 10° ю. ш., что объясняется высокой температурой поверхности воды. В этих районах разность температур поверхностных и глубинных вод составляет в течение года по крайней мере 20—23 °С, скорости ветра умеренные (13 м·с$^{-1}$ и менее), скорость течений на всех глубинах составляет менее 0,5 м·с$^{-1}$. Один из методов извлечения тепловой энергии глубинных вод (рис. 5) состоит в нагревании рабочей жидкости, например пропана или аммиака, которая затем испаряется в теплых поверхностных водах, причем пар подводится к турбине, находящейся под водой, приводит в движение турбогенератор и конденсируется в холодных глубинных водах. Затем жидкость снова поднимается к поверхности и процесс повторяется (замкнутый цикл Рэнкина).

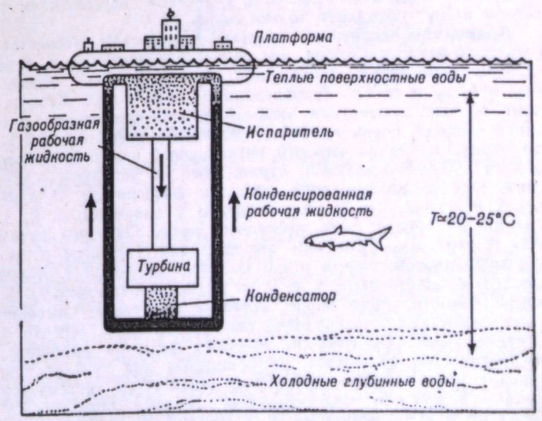


Рис. 5. Замкнутый цикл Рэнкина для использования тепловой энергии океана.

К сожалению, основное количество энергии ветра, содержащейся в тропосфере, в настоящее время не может быть использовано. Следует, однако, отметить, что в США

имеются большие области с умеренными и сильными приземными ветрами, в частности около Алеутского хребта, на Великих равнинах и отдельных участках восточного и западного побережья (рис. 6). Исследования, проведенные в университете штата Оклахома, показали, что в районе Оклахома-Сити средняя энергия ветра, приходящаяся на площадку, перпендикулярную направлению ветра, составляет около 0,2 кВт·м$^{-2}$. Эта энергия примерно эквивалентна средней солнечной энергии, падающей на такую же площадку, непрерывно освещаемую Солнцем 24 ч в сутки, на протяжении года при различных погодных условиях.

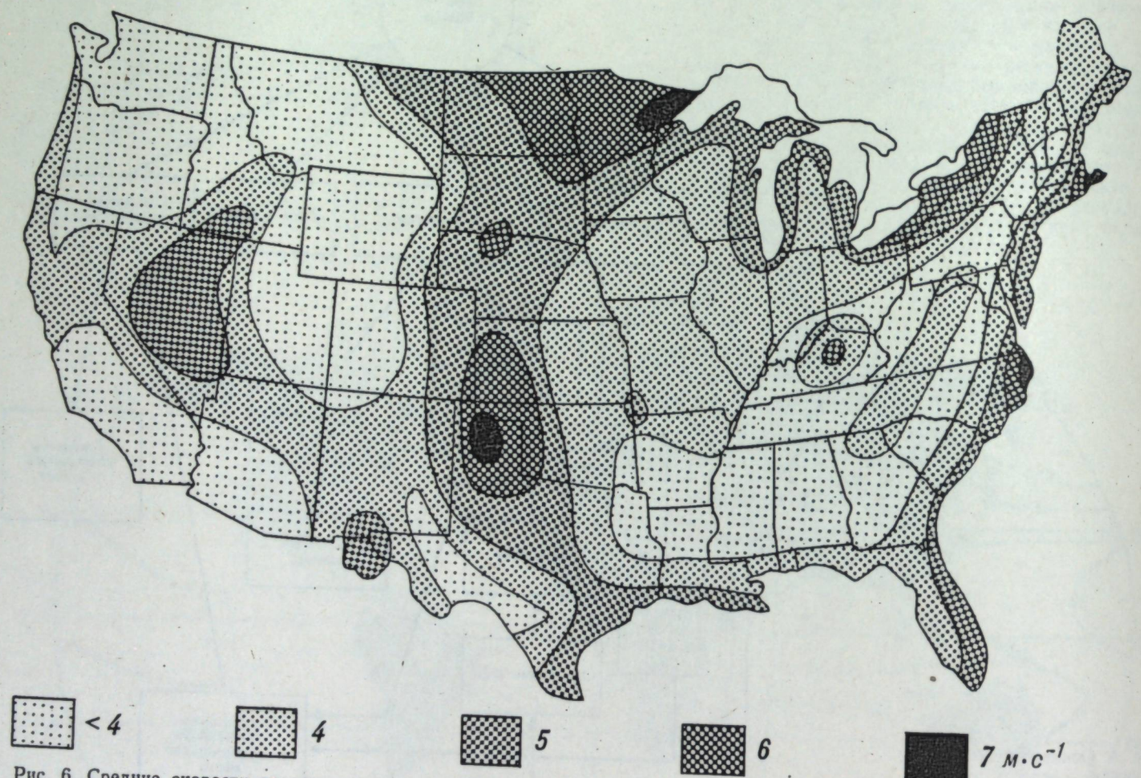


Рис. 6. Средние скорости приземного ветра в США.

Однако, в отличие от к. п. д. солнечной энергии, к. п. д. энергии ветра составляет только около 40 %.

Применение солнечной энергии в сельском хозяйстве. В природе энергия Солнца, поглощаемая растениями, в ходе процесса фотосинтеза расходуется на превращение углекислоты и воды в сахара (карбогидраты) и кислород. Коэффициент полезного действия химического преобразования солнечной энергии очень низкий и составляет всего 0,1—0,2 %. Это означает, что на каждый поглощенный квант света приходится 1000—500 квантов, отраженных от поверхности растения. Однако исследования процесса фотосинтеза у водорослей показали, что у них, особенно у хлореллы, к. п. д. фотосинтеза может быть несколько выше. Опытным путем было установлено, что при выращивании хлореллы с помощью солнечной энергии было получено около 35 т сухого вещества с одного акра, т. е. к. п. д. составляет около 0,6 %. Продуктивность водорослей превосходит самые высокие урожаи обычных сельскохозяйственных культур (10—15 т с одного акра). Организация крупных ферм по выращиванию водорослей на землях, не пригодных для культивации, позволит использовать значительное количество энергии солнечного излучения, поглощаемого земной поверхностью (около 5,3 % всего излучения, т. е. 400·10^{14} кВт·ч·год$^{-1}$), для производства органического вещества, пригодного для потребления в качестве продуктов питания и для превращения в синтетическое жидкое топливо.

Применение солнечной энергии в промышленности. Опреснение воды с помощью солнечных дестилляторов эффективно только в тех районах, где почти нет пресной воды (например, в пустынных областях, где единственными источниками воды являются соленые озера или моря), а также в экстремальных условиях (например, во время космических полетов или при кораблекрушениях). Солнечные дестилляторы применяются, например, в Чили, Греции, Австралии и Иране. Выход пресной воды может достигать 0,10—0,15 галлонов на кв. фут за сутки.

Наиболее важные применения солнечной энергии — нагрев (и охлаждение) зданий и производство электроэнергии. К 1975—1976 гг. были разработаны три основные системы кондиционирования воздуха в зданиях: с использованием нагрева воды, нагрева и охлаждения воздуха, а также комбинированная система. Следует отметить, что для коммерческого использования оказалась пригодной только система с нагревом воды.

Строительству солнечных электростанций благоприятствуют следующие условия: большая продолжительность солнечного сияния и низкая влажность, уменьшающая поглощение и рассеяние солнечного излучения. Так, на территории США имеется область с высокой инсоляцией (2—2,5 ТВт·км$^{-2}$·год$^{-1}$) — так называемая солнечная чаша (рис. 7). Из таблицы видно, что если в такой области с высокой инсоляцией солнечное излучение, приходящееся на 1000 км^2, преобразовать в электроэнергию с к. п. д., равным только 20 %, то выход энергии будет эквивалентен годовому потреблению 734·10^6 барелей нефти или 161·10^6 т угля.

При уровне поступления солнечной энергии, равном 2,2×$\times 10^9$ кВт·ч·км$^{-2}$·год$^{-1}$, и к. п. д. выработки электроэнергии 20 % для электростанции с выходом энергии 100 ГВт×$\times$год потребуется коллектор солнечного излучения площадью 20 000 км^2. При использовании системы линейных параболических рефлекторов, следящих за Солнцем от угла возвышения, равного 30° при восходе Солнца, до такого же угла при заходе, площадь коллектора должна быть еще больше. Если резервная площадь составляет 20 % общей площади, то площадь коллектора будет равна 24 000 км^2, т. е. около 28 % всей площади, занимаемой электростанцией (86 000 км^2) (рис. 8). При тепловом к. п. д. 90 % и к. п. д. переработки тепловой энергии в электрическую 40 % полный к. п. д. составит 36 %, площадь коллектора уменьшится от 24 000 до 13 300 км^2 и полная площадь коллектора составит 48 000 км^2. Площадь пустыни, лежащей к западу от Феникса (штат Аризона, США), равна около 70 000 км^2, что составляет только небольшую долю всей территории на юго-западе США.

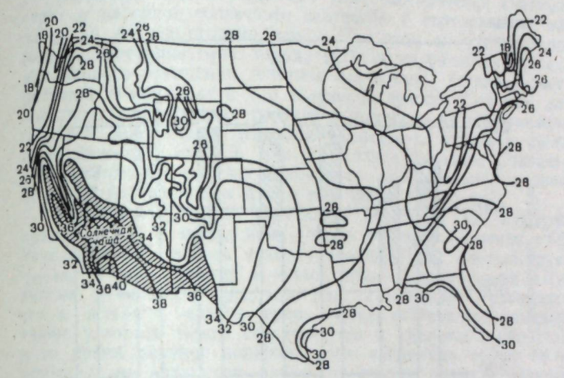


Рис. 7. Изолинии числа часов солнечного сияния за год по данным Национального климатического центра США.

Область большой продолжительности солнечного сияния — так называемая солнечная чаша — заштрихована (значения указаны в 10^2 ч).

Сравнение различных источников энергии по выходу электроэнергии

Источник энергии	К. п. д., %	Выход электроэнергии[1], кВт·год
1000 т нефти	35	490 = 1,0
1000 т угля[2]	35	312 = 0,637
1000 т обогащенного урана в реакторе на легкой воде	31,7	28 500 000 = 58 160
1000 т плутония в бридерном реакторе с жидким металлом	40,4	36 000 000 = 73 470
Поглотитель солнечного излучения[3] площадью 1000 км^2	20	50 300 000 = 102 700

[1] Числа справа — индексы, полученные при задании в качестве единицы выхода энергии при расходе 1000 т нефти. Например, солнечный поглотитель площадью 1000 км^2 дает в 102 700 раз больше электроэнергии, чем 1000 т нефти, а 1000 т угля дает 63,7 % энергии, полученной за счет 1000 т нефти.

[2] Основано на среднем значении теплоты сгорания 26·10^6 БТЕ·т$^{-1}$.

[3] По выходу энергии 1 т угля эквивалентна 0,637 т нефти; выход энергии поглотителя площадью 1000 км^2 соответствует 161·10^6 т угля.

На рис. 9 энергетический бюджет солнечной электростанции сопоставлен с бюджетом, характерным для пустыни. Поверхность пустыни отражает около 40 % солнечного излучения и поглощает 60 %, тогда как поверхность коллектора поглощает 90 %. Таким образом, коллектор получает на 30 % больше солнечного излучения, чем пустыня. Из этого количества энергии около $^2/_3$ перерабатывается в электроэнергию и $^1/_3$ переходит во внешнее тепло (при к. п. д. 20 %). При к. п. д. переработки энергии солнечного излучения в электроэнергию, равном 30 %, внешнее тепло генерироваться не будет. При еще большем к. п. д. территория, занятая электростанцией, будет даже охлаждаться, а не нагреваться, как это имеет место для системы с к. п. д. 20 %.

Неиспользованная тепловая энергия концентрируется в системе аккумуляции тепла на электростанции и в конце концов переходит в систему преобразования тепла в электроэнергию. Если в этой системе применяется водяное, а не воздушное охлаждение, то большому количеству тепловой энергии, аккумулированной в воде, можно найти полезное применение. Имеются два способа использования этой энергии: опреснение воды и генерация энергии с помощью установки, основанной на использовании градиента температуры.

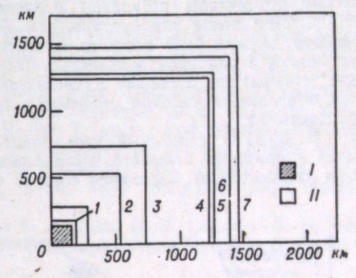


Рис. 8. Сравнение площади, занимаемой солнечной установкой, работающей при средних температурах и вырабатывающей 1000 ГВт энергии в год, с площадью территорий с высокой инсоляцией (1ГВт×$\times$год = 8766·10^6 кВт×$\times$ч).

I — поглощающая площадь +20 %, *II* — общая площадь станции (86 000 км^2). *1* — пустыня Мохаве, 35 000 км^2; *2* — пустыня Тар, 259 000 км^2; *3* — пустыня Калахари, 518 000 км^2; *4* — западная и центральная Австралия, 1 550 000 км^2; *5* — Иран, 1 650 000 км^2; *6* — Мексика, 1 970 000 км^2; *7* — Саудовская Аравия, 2 130 000 км^2.

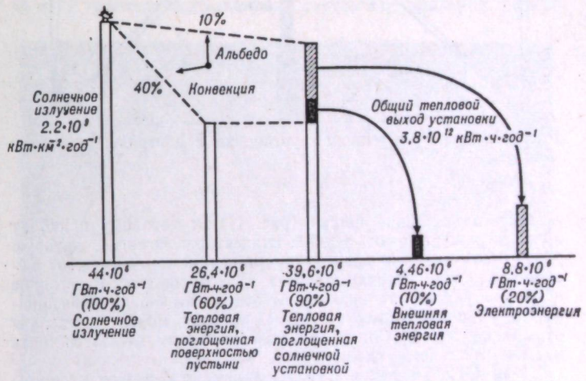


Рис. 9. Энергетический бюджет солнечной электростанции с выходом 1000 ГВт·год.

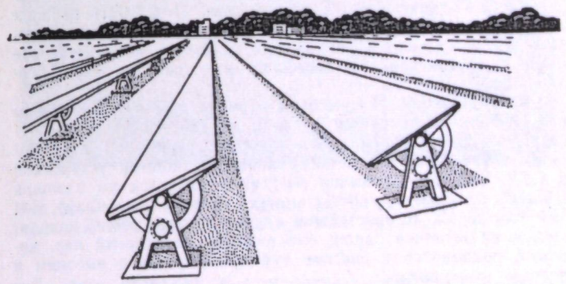


Рис. 10. Солнечно-тепловая установка с распределенными приемниками.

Для преобразования солнечной энергии в электроэнергию используют установки трех типов: 1) солнечно-тепловую установку с распределенными приемниками (СТУРП), 2) солнечно-тепловую установку с центральным приемником (СТУЦП) и 3) фотоэлектрическую систему (ФС). Все эти установки могут работать только при облучении Солнцем. Однако они могут быть снабжены небольшими устройствами, аккумулирующими энергию, которые используются при наличии облачности. Установка может также включать систему, работающую на обычном топливе, предназначенную для использования в ночное время и облачные дни.

В СТУРП солнечное излучение поглощается плоскими (неконцентрирующими) коллекторами, занимающими большую площадь, или параболическими концентраторами энергии, фокусирующими солнечный свет на нагревательных трубах, по которым течет рабочая жидкость (рис. 10). Нагре-

вательные трубы покрыты веществом с высоким селективным коэффициентом поглощения солнечного излучения и низкой излучательной способностью при рабочей температуре. Плоские коллекторы соединяются с турбиной, температура на входе которой составляет 121—260 °С. Параболические рефлекторы позволяют получить температуру 288—538 °С. Чем выше температура, тем больше к. п. д. и тем меньше должна быть площадь коллектора, необходимая для установки с заданной мощностью. Однако повышение рабочей температуры приводит к увеличению стоимости системы, что объясняется высокой стоимостью нагревательных труб и их покрытия.

В СТУЦП солнечный свет концентрируется на приемнике с помощью большого числа зеркал, следящих за Солнцем (гелиостатов). Приемник состоит из нагревателя, укрепленного на вершине башни (рис. 11), к которому приходят лучи, отраженные от зеркал коллектора. Энергия, которую дает такой модуль, зависит от площади коллектора, от которой в свою очередь зависит высота башни. Расстояние наиболее удаленного зеркала от основания башни равно примерно удвоенной высоте башни, которая может составлять от 250 до 500 м. Солнечная электростанция может состоять из произвольного числа таких модулей.

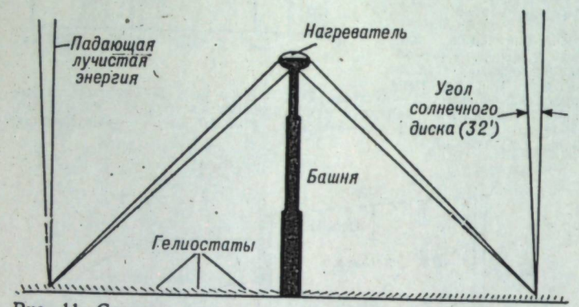


Рис. 11. Солнечно-тепловая установка с центральным приемником.

Как СТУРП, так и СТУЦП занимают большую площадь, что связано с самой природой источника энергии. Конечно, можно разделить СТУРП на меньшие модули, каждый из которых будет соединен с небольшой стандартной электростанцией, подключенной к общей сети. В СТУЦП рабочая жидкость может быть нагрета до более высоких температур, так как вся площадь коллектора действует как гигантское параболическое зеркало, состоящее из отдельных ячеек (гелиостатов).

Благодаря более высоким температурам, получаемым в СТУЦП, увеличивается их к. п. д. (25—35 %), что соответствует 150—200 тыс. кВт электроэнергии на 1 км² площади коллектора (но не всей площади, занятой установкой в СТУРП); тот же выход энергии приходится на площадь 1,5 км². Рабочей жидкостью могут служить вода (пар), натрий или гелий. В простейшем случае в нагревателе, находящемся на вершине башни, генерируется перегретый пар, который подводится к системе турбогенераторов с высоким и низким давлением.

Для получения энергии при отсутствии солнечной радиации часть энергии, генерированной во время облучения, должна запасаться. Это означает, что часть энергии, поставляемой одним из солнечных модулей (или всеми модулями), не может быть подана на выход электростанции в часы инсоляции. Для аккумуляции энергии могут применяться различные способы: энергия может запасаться в виде тепла, механической энергии (накачивание воды в поднятый резервуар) или химической энергии (электролитическое разложение воды на водород и кислород). Можно прикрепить к башне центрального приемника ветряные двигатели для генерации энергии при отсутствии солнечной радиации. На рис. 12 приведена стоимость нескольких способов аккумуляции энергии.

В фотоэлектрической системе (ФС) для выработки электроэнергии применяются солнечные фотоэлементы. Они должны быть разделены по большой площади (как в СТУРП) для того, чтобы получить солнечную энергию, необходимую для выработки желаемого количества энергии в виде постоянного тока. Этот способ удобен для передачи электроэнергии на большие расстояния, так как при этом потери энергии меньше, чем при передаче переменного тока. Для промышленного использования постоянный ток необходимо превращать в переменный, и если выход электростанции должен быть подключен к энергосистеме, то установка для преобразования постоянного тока в переменный должна находиться вблизи электростанции.

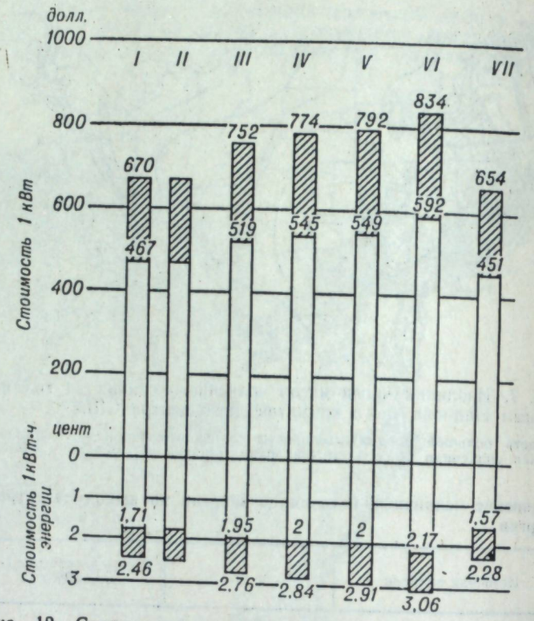


Рис. 12. Стоимость производства электроэнергии солнечно-энергетическими модулями (СЭМ) при использовании различных типов аккумулирующих устройств разной емкости. *(K. E. Ehricke)*

I — основной СЭМ; *II, III, IV* — СЭМ с аккумуляцией тепла (емкостью 1; 5,2; 10,4 и соответственно); *V, VI* — СЭМ с маховым колесом (емкостью 5,2 и 10,4 ч соответственно); *VII* — СЭМ с ветряным двигателем (емкостью 1 ч).
Параметры основного СЭМ при продолжительности солнечного сияния 3800 ч в год (10,4 ч в сутки): площадь 2,6 км²; площадь коллектора 1,3 км²; к. п. д. 0,3; нефтяной эквивалент (при к. п. д. 0,35) 182 тыс. т в год.

Основное преимущество ФС состоит в отсутствии движущихся частей и жидкости, нагретой до высокой температуры. Кроме того, нет необходимости в охлаждении установки и в слежении за Солнцем. Главный недостаток ФС — сравнительно низкий к. п. д. (менее 20 %) и невозможность накопления тепла. Для того чтобы эти системы смогли выдержать конкуренцию с тепловыми системами, их необходимо усовершенствовать.

Солнечная энергия и космическое пространство. Можно предвидеть, что на космических кораблях и межпланетных станциях, как орбитальных, так и расположенных на Луне, солнечная энергия найдет широкое применение. Солнечные фотоэлементы являются главным источником энергии на борту непилотируемых спутников и станут наиболее удобным источником электроэнергии на обитаемых космических станциях. В 1980-х годах солнечные фотоэлементы будут снабжать электроэнергией небольшие, работающие на электрической тяге космические аппараты, несущие беспилотные установки в пояс астероидов и другие удаленные части Солнечной системы. На Луне солнечное излучение может непосредственно использоваться с помощью солнечных фотоэлементов и концентраторов для аккумуляции в перезаряжаемых батареях и топливных элементах.

С улучшением долгосрочных прогнозов погоды будут также расширяться практические возможности утилизации солнечной энергии на Земле. Развитие промышленного освоения космоса даст возможность применять спутники для перехвата значительных количеств солнечного излучения в космосе и использования его на Земле или на внеземных энергетических установках. Излучение Солнца может передаваться на Землю с помощью рефлекторов («космический свет») или преобразовываться в электроэнергию непосредственно в космосе и передаваться на Землю посредством пучка микроволнового радиоизлучения, генерируемого на спутнике. Кроме того, электрическая энергия, выработанная в каком-либо районе Земли, может передаваться через спутник в удаленные местности с помощью пучка микроволнового излучения.

Основная задача установок типа «космический свет» состоит в передаче солнечного излучения в определенные области на ночной стороне Земли. При этом могут преследоваться следующие цели: передача света малой интенсивности для ночного освещения (спутник «Лунетта»), передача света большой интенсивности (до половины яркости Солнца) для производства продуктов питания с помощью интенсификации процесса фотосинтеза (спутник «Солетта»), передача света интенсивностью до 70 % яркости Солнца («ночное Солнце») для круглосуточного промышленного использования солнечной энергии в области площадью около 90 000 км².

Яркость «Лунетты» составляет от 10 до 100 яркостей полной Луны в ясную ночь (около $^1/_6$ этого значения в облачную ночь), причем яркость полной Луны соответствует $^1/_{400\,000}$ яркости Солнца в ясный день. Использование «Лунетты» в сельском хозяйстве дает возможность проводить сев и жатву в ночное время. Свет «Лунетты» поможет также ускорить темпы строительства в удаленных областях и во время длинной полярной ночи. «Лунетта» может быть помещена на наклонную орбиту на высоте около 1 радиуса Земли со временем обращения 4 ч; при этом она будет освещать территорию площадью не менее 2800 км². Для обеспечения 8-часового периода освещения в течение ночи необходимо 6 «Лунетт» общей площадью 4,2 км².

Спутник «Солетта» позволяет увеличить продолжительность светлого времени суток, особенно в высоких широтах, и обеспечить кратковременное освещение в ночное время. Этот спутник с номинальной яркостью, равной 40 % полной яркости Солнца, находящийся на 4-часовой орбите, должен состоять из «роя» рефлекторов общей площадью 1040 км², нацеленных на одну и ту же фокальную область.

«Солетта» типа «ночное Солнце» должна находится в фиксированном положении относительно фокальной области, которую лучше всего расположить вблизи широты ±30°. Это означает, что «Солетта» будет постоянно находиться в зените облучаемой области, т. е. не будет заходить и восходить, как Солнце. Следовательно, даже если яркость «Солетты» будет составлять 60 % яркости Солнца, полное количество энергии, приходящей за ночь от этого спутника, будет равно примерно половине энергии, приходящей от Солнца в течение дня (при одинаковых погодных условиях). Полная отражающая поверхность роя отражателей «Солетты» должна составлять около 54 000 км². Солнечная электростанция в освещаемой области сможет работать, как в космическом пространстве, т. е. круглосуточно. Эти спутники могут стать частью системы первичных электростанций, расположенных на Земле или в космическом пространстве. Электричество будет преобразовываться в микроволновую энергию, излучаемую в виде пучка, направленного на большую приемную площадку, где микроволновая энергия посредством выпрямителей будет преобразовываться в постоянный ток. Если между передатчиком и приемником энергии не будет прямой видимости, то необходимо будет использовать спутник для изменения направления луча.

Прежде чем будут реализованы эти системы с оптическими или микроволновыми пучками, следует решить ряд технологических проблем, требующих больших капиталовложений. Кроме того, должны быть проведены исследования потенциального воздействия на окружающую среду большого числа переносящих энергию микроволновых пучков, мощность которых составляет миллионы киловатт. См. *Метеорологические спутники.*

Крафт А. Эрике

Лит.: D. Behrman, *Solar Energy: the Awakening Science*, 1976; F. Daniels, *Direct Use of the Sun's Energy*, 1974; J. A. Duffie and W. A. Beckman, *Solar Energy Processes*, 1974; K. A. Ehricke, *Space Industrial Productivity: New Options for the Future*, Future Space Programs, Hearings of House Subcommittee on Space Science and Applications, 1975; K. A. Ehricke, *The Power Relay Satellite*, Rockwell International Rep. E74-3-1, 1974; J. A. Eibling, R. E. Thomas, and B. A. Landry, *An Investigation of Multiple-Effect Evaporation of Saline Waters by Steam for Solar Radiation*, Report from Battelle Memorial Institute to U. S. Department of Interior, December 1953; F. C. Fuglister, *Atlantic Ocean Atlas of Temperature and Salinity Profiles and Data from the International Geophysical Year of 1957—1958*, Woods Hole Oceanographic Institute, 1960; P. E. Glaser, The satellite solar power station, *Proc. IEEE: International Microwave Symposium*, 1973; D. S. Halacy, Jr., *The Coming Age of Solar Energy*, 1964; H. C. Landa, *Solar Energy Handbook*, 5th ed., 1977; National Aeronautics and Space Administration, *Feasibility Study of a Satellite Solar Power Station System*, NASA CR-2357, 1974; National Aeronautics and Space Administration, *Solar Electromagnetic Radiation*, NASA SP-8005, May 1979; N. Robinson, *Solar Radiation*, 1966; U. S. Department of Health, Education and Welfare, *Proceedings of a Symposium on Biological Effects and Health Implications of a Microwave Radiation*, Pub. Health Serv. Rep. BRH/DBE 70, 1969; C. Zener, Solar sea power, *Phys. Today*, 1973.

Доп. лит.: Аникеев В. А., Копп И. З., Скалкин Ф. Б. Технологические аспекты охраны окружающей среды.— Л., 1982.— 255 с.

Солнце

Звезда, вокруг которой обращается Земля, и источник света и тепла для нашей планеты (рис. 1). Солнце — это газовый шар диаметром $1{,}4 \cdot 10^6$ км, частицы которого удерживаются за счет гравитационных сил. В результате давления наруж-

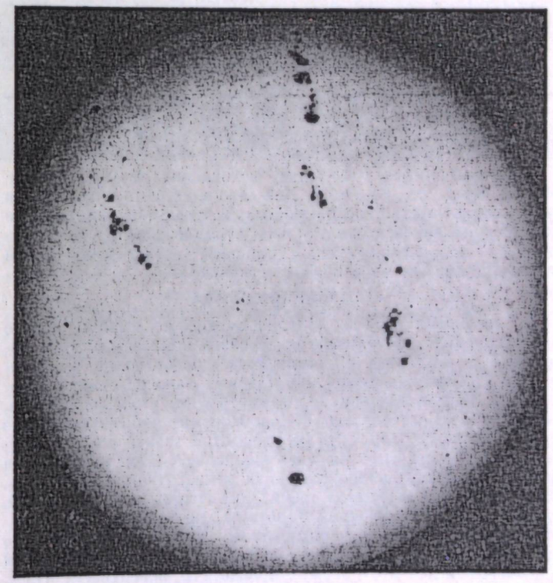


Рис. 1. Солнце, снятое в белом свете во время максимума солнечной активности в 1957 г. *(Hale Observatories)*

ных слоев плотность и температура возрастают к центру Солнца, где температура составляет более $15 \cdot 10^6$ К, а плотность более чем в 90 раз превышает плотность воды. При таких огромных значениях температуры и плотности возникают термоядерные реакции, в ходе которых водород превращается в гелий; освобождаемая при этом энергия излучается Солнцем.

Температура поверхности Солнца составляет около $6 \cdot 10^3$ К, и так как твердые и жидкие тела не могут существовать при таких температурах, то Солнце состоит из газа. Почти все газы в нем атомарны, хотя в более холодных областях его поверхности существует небольшое количество молекул.

Солнце является типичным представителем многочисленного класса звезд спектрального класса *dG2* (табл. 1).

Солнце представляет значительный интерес для астрономов, так как оно является единственной звездой, находящейся достаточно близко к Земле, что позволяет детально исследовать его поверхность, различные явления, происходящие на поверхности Солнца и в его атмосфере (например, солнечную активность). Астрономы пытаются экстраполи-

Таблица 1. Основные физические характеристики Солнца

Характеристика	Значение
Среднее расстояние от Земли (а. е.)	$(1{,}4960 \pm 0{,}0003) \cdot 10^8$ км
Радиус	$(6{,}960 \pm 0{,}001) \cdot 10^5$ км
Масса	$(1{,}991 \pm 0{,}002) \cdot 10^{33}$ г
Средняя плотность	$1{,}410 \pm 0{,}002$ г·см$^{-3}$
Сила тяжести на поверхности Солнца	$(2{,}738 \pm 0{,}003) \cdot 10^{-4}$ см·с$^{-2}$ (в 28 раз превышает силу тяжести на Земле)
Полный выход энергии	$(3{,}86 \pm 0{,}03) \cdot 10^{26}$ Дж·с$^{-1}$
Поток энергии через поверхность	$(6{,}34 \pm 0{,}07) \cdot 10^3$ Дж·см$^{-2}$·с$^{-1}$
Эффективная температура поверхности	5780 ± 50 К
Звездная величина (фотовизуальная)	$-26{,}73 \pm 0{,}03$
Абсолютная величина (фотовизуальная)	$+4{,}84 \pm 0{,}03$
Наклон оси вращения к плоскости эклиптики	7°
Период вращения	Около 27 сут; Солнце вращается не как твердое тело, период его вращения плавно увеличивается от 25 сут на экваторе до 31 сут вблизи полюсов

ровать эти явления на другие звезды, которые наблюдаются только как точечные источники света.

Благодаря свету и теплу, исходящим от Солнца, возникла жизнь на Земле. Солнце является источником почти всех видов энергии, используемых человеком в виде энергии воды, топлива и ветра. Только атомная энергия, радиоактивность и энергия лунных приливов представляют собой виды энергии, не связанной с Солнцем.

СТРОЕНИЕ СОЛНЦА

Внутренние области Солнца можно исследовать только на основании наблюдений его свойств как звезды. Нам известны масса, радиус, температура поверхности и светимость Солнца. На основании газовых законов можно определить, каким должно быть внутреннее строение Солнца, чтобы оно согласовалось с параметрами, наблюдаемыми на его поверхности (рис. 2). Решение этой задачи связано с рядом трудностей, так как неизвестно поведение вещества и излучения при высоких значениях температуры и плотности, характерных для недр Солнца. Ряд теоретических моделей, основанных на различных гипотезах, позволил получить более или менее сходные результаты. Было установлено, что плотность в центре Солнца составляет около 90 г·см$^{-3}$ и уменьшается до 10^{-7} г·см$^{-3}$ вблизи его поверхности (1 г·см$^{-3}$ = 10^3 кг·м$^{-3}$). Температура в центре Солнца составляет около $15 \cdot 10^6$ К, а на поверхности Солнца понижается до $6 \cdot 10^3$ К. Так как понижение температуры происходит на расстоянии более $7 \cdot 10^5$ км от центра Солнца, то градиент температуры составляет только 20 К на 1 м. Излучение, образующееся в центре Солнца при ядерных реакциях, быстро распространяется наружу.

Хотя плотность вещества в центре Солнца настолько велика, что слой толщиной в несколько миллиметров совершенно непрозрачен, фотоны, возникающие при ядерных реакциях, непрерывно поглощаются и затем переизлучаются на своем пути к поверхности Солнца. В результате высокой температуры Солнца атомы в его недрах полностью лишены электронов и поглощение в основном является непрерывным процессом, таким, как рассеяние света на электронах.

Вследствие достаточно низкой температуры внешних областей солнечных недр там могут образовываться ионы и даже нейтральные атомы, вызывающие атомарное поглощение. Сильное поглощение затрудняет непрерывный выход излучения к поверхности Солнца, в результате чего возникают значительные градиенты температуры, приводящие к появлению конвективных течений. Большая часть внешней оболочки Солнца находится в конвективном равновесии. Крупномасштабные конвективные движения вещества порождают ряд интересных явлений на поверхности Солнца, например, таких, как солнечные пятна.

Излучение. Солнце генерирует электромагнитную энергию на всех длинах волн: от длинных радиоволн с длиной волны 300 м до рентгеновских лучей с длиной волны менее 10^{-10} м. Кроме того, значительная часть энергии испускается Солнцем в виде высокоэнергичных частиц (космические лучи). Однако более 95 % энергии сконцентрировано в сравнительно узкой полосе длин волн (290—2500 нм); это излучение систематически наблюдается на наземных станциях.

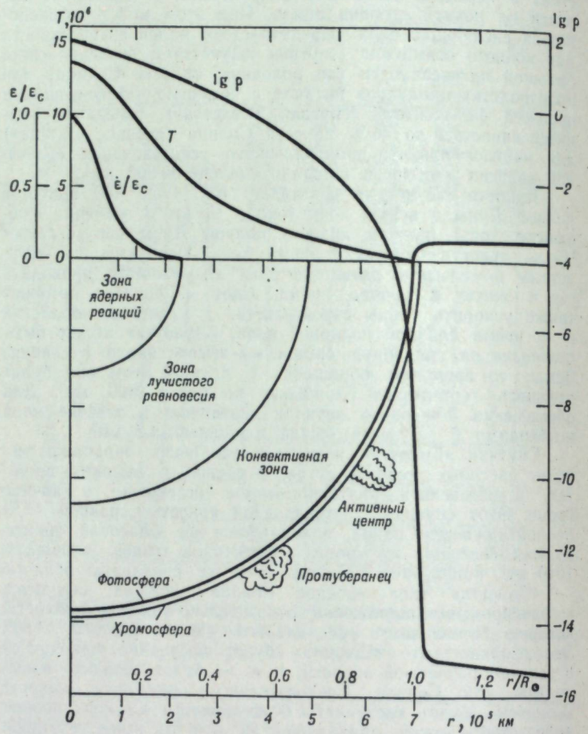


Рис. 2. Температура T, плотность ρ и выход энергии $\varepsilon/\varepsilon_c$ в солнечных недрах и в атмосфере Солнца, где ε_c — выход энергии в центре Солнца, в зависимости от радиального расстояния от центра Солнца r (верхняя часть рисунка) и основные зоны внутреннего строения Солнца (нижняя часть).

$r/R_\odot$ — относительный радиус.

Максимум излучения Солнца приходится на зеленую область спектра; в процессе эволюции глаз человека стал чувствителен именно к этой спектральной области. Полное излучение Солнца и его спектральное распределение являются чрезвычайно важными параметрами, так как они определяют полный выход энергии Солнца и эффективную температуру его поверхности. Полное количество излучения, получаемое нами от Солнца, называется солнечной постоянной, причем эта величина действительно является постоянной с точностью до ± 1 %. Значение ее, принятое в настоящее время, равно 1367 ± 7 Вт·м$^{-2}$.

Измерение солнечной постоянной сильно затрудняется тем, что солнечное излучение на всех длинах волн поглощается атмосферой Земли. Измерения солнечной постоянной проводились на высокогорных станциях, где влияние атмосферы минимально. Проводятся также наблюдения суточного хода солнечной радиации, обусловленного тем, что по мере приближения к полудню излучение проходит все меньшие расстояния в земной атмосфере. Большое количество подобных исследований было проведено Смитсоновским институтом с 1880-х годов по 1955 г.

Атмосфера Солнца. Хотя Солнце газообразно, оно имеет видимую дискретную поверхность, из которой исходит практически все его излучение. Этот слой, т. е. видимую поверхность Солнца, называют фотосферой. Излучение из более глубоких слоев достигает Земли только в результате повторяющихся процессов поглощения и переизлучения атомами, т. е. слои, расположенные под фотосферой, не могут наблюдаться непосредственно. Поверхность фотосферы выражена не так резко — через каждые 150 км плотность газа уменьшается приблизительно в три раза. Однако Солнце настолько удалено от нас, что максимальное разрешение самого совершенного телескопа составляет только 400 км, поэтому край Солнца представляется нам резкой границей.

Наблюдая Солнце в свете определенных длин волн, поглощаемых газами, входящими в состав атмосферы Солнца, мы уже видим не фотосферу, а расположенный более высоко слой солнечной атмосферы, называемый хромосферой. Это название связано с тем, что при полном солнечном затмении вокруг темного диска Луны виден красный светящийся нимб. Хромосфера быстро флуктуирует и состоит из выступов и волн. Когда вся энергия, вынесенная конвективными движениями, достигает хромосферы, она концентрируется в тонком слое вещества. Естественно, что эта внешняя область оказывается значительно горячее фотосферы — ее температура достигает $3 \cdot 10^4$ К.

Когда во время полного солнечного затмения Луна затемняет диск Солнца, становится заметна обширная протяженная область солнечной атмосферы, называемая короной. Корона прозрачна и видна (непосредственно) только на фоне темного неба во время затмения. Ее плотность низка, но температура весьма высока (более 10^6 К). Потоки горячего газа, непрерывно вылетающие из короны, называются солнечным ветром. Они распространяются в межпланетном пространстве, достигают Земли и уходят за нее.

Внутри солнечной атмосферы наблюдается ряд нестационарных явлений, которые называются солнечной активностью. Это солнечные пятна и факелы в фотосфере, вспышки и флоккулы в хромосфере, протуберанцы и различные изменяющиеся структуры в короне. Существование и развитие всех этих явлений связано с магнитными полями; их частота увеличивается и уменьшается в ходе 11-летнего цикла, который называется циклом солнечных пятен (или циклом солнечной активности).

Солнечные пятна и вспышки являются источниками рентгеновских и космических лучей (а также радиоизлучения), которые часто оказывают значительное влияние на межпланетное пространство и верхнюю атмосферу Земли.

Явления, развивающиеся в фотосфере Солнца (пятна и факелы), можно наблюдать с помощью небольшого телескопа, окуляр которого отбрасывает изображение Солнца на установленный в тени лист белого картона. Это единственный безопасный метод наблюдения Солнца без специального солнечного окуляра. Наблюдения хромосферных явлений требуют специальных фильтров для исключения света на всех длинах волн, кроме тех, на которых происходит излучение газов солнечной атмосферы. Наблюдения короны возможны или во время полного затмения, или вне затмений (с помощью специального инструмента — коронографа).

Физика Солнца. Наше понимание процессов, происходящих на Солнце, основано на наблюдениях морфологически различных явлений на Солнце и на физическом анализе данных, полученных с помощью спектрографа.

Если свет Солнца направить в спектрограф, разделяющий излучения на разных частотах, то можно увидеть яркую непрерывную полосу, на которую наложены тысячи темных линий поглощения, известных как фраунгоферовы линии. Каждая линия соответствует дискретному переходу одного из электронов определенного атома с одного уровня на другой, возникающему при поглощении одного фотона излучения. Из 92 химических элементов 64 представлены в фраунгоферовом спектре (рис. 3), впервые наблюдавшемся немецким физиком Фраунгофером. Несомненно, на Солнце присутствуют атомы и остальных элементов, которые, однако, не были отождествлены в связи с тем, что их либо слишком мало, либо их линии находятся в областях спектра, недоступных для современных спектрографов. По интенсивностям линий можно определить относительные количества наиболее многочисленных атомов (табл. 2). Многие из полученных данных были подтверждены данными измерений содержания разных элементов в потоках частиц, приходящих от Солнца во время солнечных вспышек. Солнце

Таблица 2. Относительные количества атомов, наиболее часто встречающихся на Солнце

Элемент	Количество	Элемент	Количество
H	1 000 000	Si	20
He	50 000—200 000	S	8
O	500	Al	2
N	400	Na	2
C	200	Ca	1,5
Mg	33	Fe	15

может рассматриваться с химической точки зрения (но не спектроскопической) как шар, состоящий из чистого водорода и гелия, а также из незначительного количества других элементов.

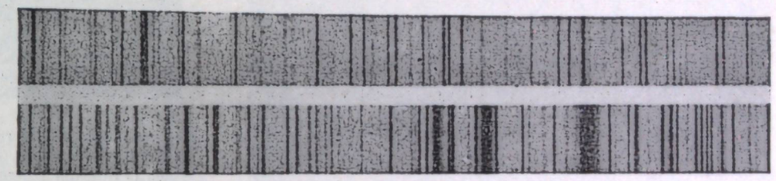


Рис. 3. Два отрезка фраунгоферова спектра, на которых виден яркий непрерывный спектр и темные линии поглощения. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Диапазон длин волн, охватываемый каждым отрезком спектра, составляет около 8,5 нм.

Природу формирования спектральных линий можно понять с помощью нескольких простых правил, вытекающих из закона Кирхгоффа. Небольшое количество горячего газа будет прозрачно для всех длин волн, кроме тех, которые характерны для атомов, составляющих газ. На таких длинах волн излучение возникает при переходах электронов, в результате которых формируется та или иная линия излучения. Если объем газа достаточно велик и его плотность достаточно высока, то он будет непрозрачен для всех частот вследствие процесса непрерывного поглощения, в ходе которого поглощается излучение на всех длинах волн. В этом случае газ излучает непрерывный спектр на всех частотах. Однако во внешних частях объема, занятого газом, атомы газа поглощают свет, идущий изнутри, и переизлучают его по всем направлениям, вследствие чего интенсивность света уменьшается. В результате на ярком фоне образуются темные линии. Хотя источник всей излучаемой энергии находится в центре Солнца, излучение в каждой точке является результатом или рассеяния света, идущего изнутри, или излучения атома, испытавшего соударения с электронами газа.

Анализируя природу наблюдаемых спектральных линий, можно определить не только природу излучающих атомов, но и степень их ионизации. Дело в том, что когда электроны постепенно выбиваются из атома в процессе ионизации (в результате фотоэффекта или соударений с электронами), то спектр излучения совершенно меняется. Конечно, чем горячее газ, тем выше степень ионизации. Поэтому если в солнечной короне наблюдаются линии железа, ионизованного 14 раз, то можно предположить, что температура корональ-ного газа очень высока. С другой стороны, из наблюдений спектра молекул в верхней фотосфере можно заключить, что температура этого слоя наиболее низкая из возможных на Солнце.

Кроме того, форма спектральных линий является ключом к пониманию физических условий, при которых они излучаются. При высокой температуре скорость атомов велика и линии расширены вследствие эффекта Доплера. При наличии сильных магнитных полей спектральные линии расщепляются из-за эффекта Зеемана. При сильных электрических полях линии расширяются вследствие эффекта Штарка. Цель спектроскописта — распознать все эти эффекты. Его задача облегчается тем, что спектральные линии можно наблюдать как в центре диска Солнца, так и на его крае. Кроме того, важную роль играет различие физических свойств разных атомов. Так, масса атомов водорода очень мала, а их скорость исключительно высока, поэтому линии водо-

рода обнаруживают сильное расширение в результате эффекта Доплера. Если линии, излучаемые тяжелыми атомами в той же самой области, не расширяются, то можно заключить, что расширение линий водорода является чисто температурным эффектом, поскольку скорость тяжелых атомов вряд ли будет столь велика.

С другой стороны, гелий излучает только при высоких температурах. Таким образом, если в спектре видны линии гелия, это свидетельствует о высокой температуре газа. Итак, с помощью спектральных линий астрофизик может интерпретировать физические условия в атмосфере Солнца.

Фотосфера. Как было сказано выше, фотосфера — это видимая поверхность Солнца. В видимой области спектра яркость Солнца плавно уменьшается от центра солнечного диска к краю. Это «потемнение к краю» возникает вследствие того, что при приближении точки наблюдения к краю луч зрения наблюдателя проходит через атмосферу Солнца

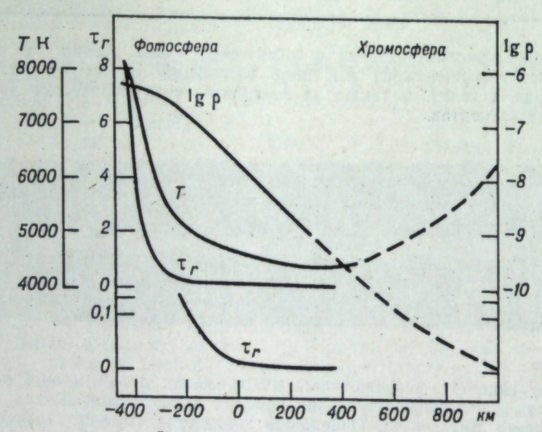


Рис. 4. Изменение температуры T, плотности ρ и радиальной оптической глубины τ_r в фотосфере и (менее надежно) в хромосфере.

Нижняя кривая для τ_r построена в другом вертикальном масштабе.

под увеличивающимся углом к нормали. Поэтому луч зрения проникает в центре диска на меньшую глубину, чем у края, где он проходит больший путь через расположенные выше слои газа. Таким образом, на крае мы видим более высокую точку в атмосфере Солнца. Из того факта, что фотосфера темнее на крае Солнца, следует, что температура убывает наружу. Если изменение температуры известно, то изменение потемнения к краю с длиной волны можно использовать для определения поглощающих свойств вещества на различных длинах волн.

Объединяя всю информацию о потемнении к краю на различных длинах волн, можно построить довольно надежные модели изменения температуры в фотосфере (рис. 4).

Грануляция. За исключением солнечных пятен и связанной с ними активности, фотосфера вполне однородна. Единственная структурная особенность фотосферы — это грануляция в виде ярких зерен с темными промежутками между ними (рис. 5). Диаметр зерна составляет около 1000 км (примерно 1,3″, если смотреть с Земли), а время его жизни равно около 8 мин. Поперечные размеры промежутков между гранулами составляют примерно 200 км. Так как максимальная разрешающая сила современных телескопов составляет только 200—300 км (на расстоянии от Земли до Солнца), то можно предположить, что между гранулами имеется большое число тонких темных промежутков, делящих их на еще более мелкие элементы.

Грануляция является свидетельством конвективной активности под поверхностью Солнца. Яркие зерна — это вершины горячих поднимающихся столбов газа, в которых энергия переносится снизу вверх, т. е. из глубин Солнца к его поверхности, а темные межгранульные промежутки соответствуют более холодному опускающемуся веществу. Спектрограммы с высоким разрешением (рис. 6) обнаруживают, что в каждой яркой грануле спектральные линии несколько смещены к фиолетовому концу спектра; это указывает на движение излучающей области вверх. Различие в яркости гранул и межгранульных областей составляет около 15 %, т. е. разность их эффективных температур равна около 200 К. На снимках грануляции нередко видны цепочки из гранул. Однако пока еще не доказано, что эти цепочки не возникают случайным образом.

Изменения яркости непрерывного спектра, показанные на рис. 6, по всей вероятности, обусловлены грануляцией в белом свете. Видна также сложная структура линий погло-

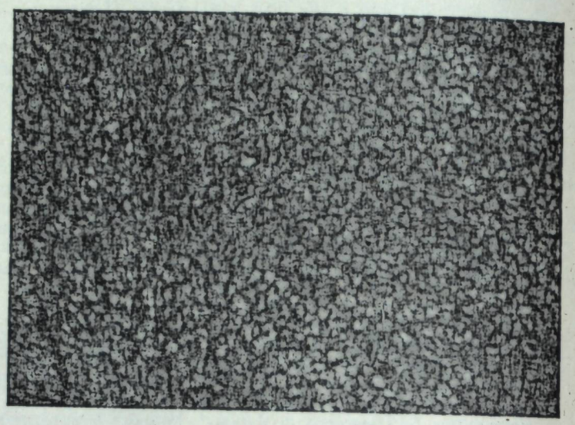


Рис. 5. Крупномасштабная фотография фотосферной грануляции в белом свете, снятая на высоте 27 000 м над уровнем моря. *(Princeton University Observatory)*

Длина снимка составляет около 55 000 км на Солнце.

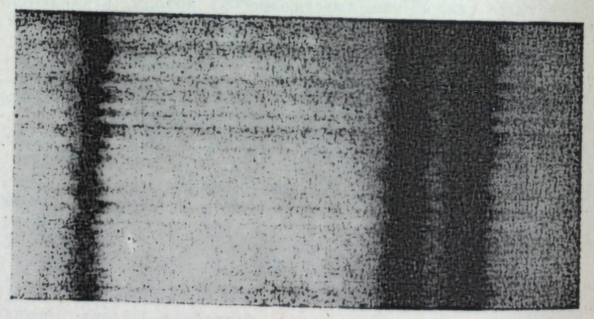


Рис. 6. Спектрограмма с высоким разрешением вблизи длины волны 518,85 нм, полученная Эвансом в обсерватории Сакраменто-Пик. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Видны следующие линии (слева направо): FeI (518,7922 нм); TiI (518,8700 нм); CaI (518,8848 нм); полная длина щели спектрографа составляет 120 000 км на Солнце.

щения; в одних местах линии поглощения полностью отсутствуют, а в других — видны наклонные структуры, свидетельствующие о наличии вращения. Наиболее яркие гранулы в непрерывном спектре связаны со стреловидным смещением линий в синюю область спектра.

Поля скоростей. Измерения эффекта Доплера с высоким разрешением, проводившиеся в последние годы, показали, что в фотосфере имеются хорошо выраженные поля скоростей. Они состоят из периодических колебаний с амплитудой около 0,4 км·с$^{-1}$ и периодом около 250 с и течений вещества в ячейках супергранул, диаметр которых составляет около $3 \cdot 10^4$ км, направленных от центра к краям ячеек. На эти поля скоростей наложены поля значительно больших скоростей в веществе верхней хромосферы.

Амплитуда и скорость колебаний с периодом 250 с возрастают с увеличением высоты, в то время как период убывает. Несомненно, это резонансные колебания вещества солнечной атмосферы, развивающиеся под влиянием конвективных движений в нижних слоях.

Ячеистая структура играет важную роль в строении верхней атмосферы Солнца. Систематическое движение вещества наружу, происходящее в каждой ячейке, приводит к концентрации магнитных полей вблизи краев ячеек. Вследствие этого образуется так называемая хромосферная сетка, в которой сильные магнитные поля расположены вблизи границ супергранул и вызывают там усиленную активность.

Хромосфера. Хромосфера была впервые обнаружена во время ранних наблюдений полных солнечных затмений. Она видна в течение нескольких секунд, когда фотосфера закрыта лунным диском, как очень красивый красный ободок вокруг края Луны. Красный цвет обусловлен высокой яркостью линии H_α водорода с длиной волны 656,28 нм в спектре хромосферы, представляющем собой, за исключением очень слабого непрерывного спектра, чистый эмиссионный спектр, состоящий из ярких линий (рис. 7). Так как затмения про-



Рис. 7. Спектр хромосферы в ультрафиолетовом свете (негатив), снятый во время затмения. *(High Altitude Observatory, National Center for Atmospheric Research, Boulder)*

Справа — сильные линии H и K, в центре видна конвергенция линий бальмеровской серии водорода, слева — линии сливаются в бальмеровский континуум в коротковолновой области спектра.

исходят редко, да и тогда хромосфера видна в течение очень короткого времени, астрономы разработали особый метод фотографирования хромосферы в свете ее характерных линий, в частности H_α. В этих линиях хромосфера уже не является прозрачной, и наблюдатель видит именно хромосферу, а не фотосферу, которую он видел в белом свете (хромосфера прозрачна для белого света). Для таких наблюдений служат интерференционный фильтр, представляющий собой комбинацию пластинок из исландского шпата и кварца, а также поляризаторов, выделяющих узкую полоску в спектре шириной около 0,05 нм, и спектрогелиограф, строящий изображение диска Солнца в той или иной линии, причем щель спектрографа одновременно перемещается по изображению Солнца. С помощью этих устройств удаляется яркое фоновое свечение фотосферы и становится видна хромосфера.

Исследования морфологии хромосферы лучше всего проводить с помощью киносъемки. Снимки делаются каждые 10 с и затем просматриваются через проектор при перемещении пленки со скоростью 16 кадров в секунду. Этот способ позволяет получить замечательную картину динамики процессов, происходящих в хромосфере. Такие фильмы, изображающие центр диска Солнца и его край, позволяют подробно исследовать эту очень сложную область, расположенную непосредственно над фотосферой.

В фотосфере энергия магнитного поля значительно меньше энергии движения вещества, однако быстрое падение плотности с высотой приводит к тому, что на некоторой высоте магнитное поле доминирует над движениями вещества и газ образует крупномасштабные упорядоченные структуры. Это заметно даже в нижней хромосфере (на уровнях 0—1500 км над фотосферой). Действительно, температура продолжает падать над поверхностью фотосферы (о чем свидетельствует потемнение к краю), достигая минимума (около 4000 К) на высоте 1500 км. Но даже в нижней хромосфере видна хромосферная сетка, состоящая из больших ярких областей, или факелов, ограничивающих края каждой ячейки. Факелы можно наблюдать в белом свете вблизи краев Солнца. Факелы в хромосфере обнаруживают очень тонкую структуру в виде ярких точек, являющихся, по-видимому, проекцией сгустков магнитных силовых линий, выходящих на поверхность Солнца (рис. 8 *а*).

На снимках хромосферы, сделанных вблизи края солнечного диска, видны спикулы — неправильные скопления выбросов газа из нижней хромосферы. Вдоль луча зрения можно видеть очень много таких выбросов, напоминающих горящий лес или пылающую степь. При просмотре фильмов участков вблизи края Солнца вместе со снимками хромосферы над солнечным диском можно заметить, что спикулы сгруппируются в «кусты» и розетки на границах ячеек хромосферной сетки. Так как скорость спикул очень высока, их спектральные линии расширены, и поэтому спикулы хорошо видны на снимках хромосферы, сделанных на очень небольшом расстоянии от центра линии H_α (рис. 8 *б*). В этом случае расположение спикул соответствует хромосферной сетке.

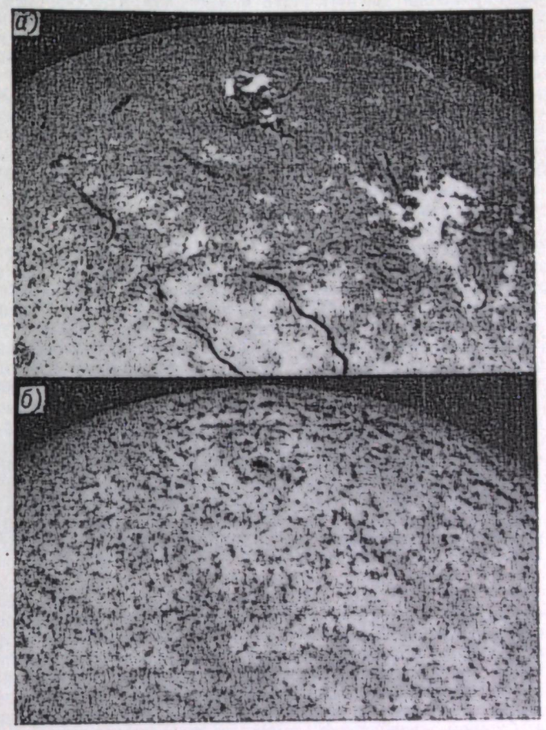


Рис. 8. Спектрогелиограммы. Снимок в центре линии H_α. *(R. B. Leighton and coworkers, Hale Observatories)*

Темные волокна отмечают границу между яркими флоккулами с противоположными магнитными полярностями. Флоккулы обрисовывают границы ячеек хромосферной сетки; их яркость больше там, где больше напряженность магнитного поля. Тонкие темные выступы на каждом ярком флоккуле — спикулы. Внизу в центре два волокна сливаются в область слабой магнитной активности. Видны две активные области вокруг солнечных пятен, окруженные яркими флоккулами с вихревой структурой. Темные искривленные волокна вблизи солнечных пятен также отмечают границы между полями противоположной полярности, направленными горизонтально вдоль волокон. Волокно вблизи края связано с типичным ярким ободком под ним (*а*). Снято на расстоянии +0,07 нм от центра линии. Видны только спикулы по краям ячеек; с помощью спектрогелиографа можно обнаружить их движения с соответствующими скоростями. Атей и Мишар установили, что профили спикул на крае диска шире, чем у образований в центре диска, так что они должны быть хорошо заметны на снимках в крыльях линий. Хорошо видны пятна и полутень, вокруг краев полутени можно заметить более яркий ободок (*б*).

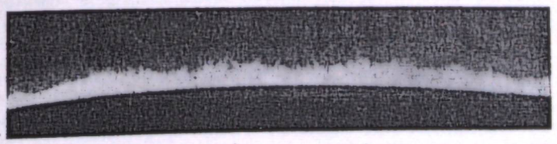


Рис. 9. Крупномасштабная фотография хромосферы в линии H_α; диск Солнца искусственно затемнен, и отдельные тонкие спикулы видны над непрерывной хромосферой; длина дуги диска составляет примерно 140 000 км. *(Снимок сделан Данном с помощью 15-дюймового телескопа, Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Возможности исследования структуры спикул ограничены условиями видимости через земную атмосферу и несовершенством инструментов (рис. 9). Спикулы выбрасываются до высоты около 6000 км над уровнем фотосферы со скоростью 20—30 км·с$^{-1}$, а затем затухают. Они могут

быть очень узкими, менее 1000 км в поперечнике. Некоторые спикулы затухают на вершине своей траектории, другие падают обратно в хромосферу. Полагают, что выброс спикул происходит в результате фокусировки движений вещества в нижней хромосфере сильными магнитными полями на границах ячеек хромосферной сетки. Спикулы образуют канал, по которому энергия может переходить из нижних слоев в солнечную корону.

Внутри ячеек хромосферной сетки существуют расплывчатые мелкие элементы, колеблющиеся примерно так, как вода в ванне, со скоростью около 10 км·с$^{-1}$ и периодом около 180 с. Эти горизонтальные колебания хорошо видны на хромосферных кинофильмах. Вероятно, они связаны с фотосферными колебаниями с периодом около 250 с и играют важную роль в переносе энергии вверх.

Хромосфера представляет собой динамическую переходную зону между фотосферой и короной. Так как температура короны составляет около 10^6 К, а нижней хромосферы — $4 \cdot 10^3$ К, то температура хромосферы должна быстро повышаться с высотой. Рост температуры происходит неравномерно, поскольку он зависит от изменений температуры хромосферы, связанных с перемещением спикул и осциллирующих элементов. Анализу и интерпретации хромосферных спектральных линий был посвящен ряд исследований, направленных на изучение изменений температуры в хромосфере. Эту проблему еще более усложняет то обстоятельство, что в видимой области спектра можно исследовать хромосферный спектр только на крае диска, где его необходимо отделить от мощного излучения солнечной поверхности. На крае диска луч зрения проходит через многие отдельные элементарные объемы хромосферного газа, и спектр представляет собой наложение спектров горячих и холодных областей. Однако основные особенности хромосферного спектра могут быть установлены по спектрам на крае диска, полученным во время затмений. Спектр нижней хромосферы в сущности идентичен спектру фотосферы, где преобладают линии атомов и ионов с низким потенциалом возбуждения. Таким образом, хромосфера представляет собой просто продолжение фотосферы. На высоте более 1500 км нижняя хромосфера оканчивается и наступает внезапный переход к спектру с высокими потенциалами возбуждения, в котором преобладают линии нейтрального и ионизованного гелия, которые могут быть возбуждены только при температурах $2 \cdot 10^4$ К и выше. По ряду причин можно прийти к выводу, что эти линии образуются в спикулах, выброшенных из нижней хромосферы. Линии с высоким возбуждением видны также и в нижней хромосфере, поскольку спикулы, находящиеся перед краем диска, также будут видны в проекции на картинную плоскость. Так как спектр верхней хромосферы определяется наличием спикул, мы не располагаем сведениями о том, что происходит внутри конвективных ячеек в верхней хромосфере.

Ключом к пониманию процессов в переходном слое между хромосферой и короной служат спектры в крайней ультрафиолетовой области, измеренные на ракетах и спутниках (рис. 10). Хотя хромосфера невидима на фоне солнечного диска в видимой области спектра, вследствие ее высокой температуры она является основным источником спектральных линий в ультрафиолетовой области, причем над хромосферой расположена еще более горячая корона, излучающая в еще более коротковолновой области спектра. В крайней ультрафиолетовой области видны линии таких ионов, как OII, OIII, OIV, OV, OVI, CII, CIII, CIV и т. д. Римские цифры, уменьшенные на единицу, указывают на число оторванных от атома электронов. По относительным интенсивностям этих линий можно судить о физических условиях на все больших высотах в атмосфере Солнца, а по распределению этих линий на диске — о распределении температуры по диску.

Корона. Корона расположена над хромосферой (рис. 11). Свечение короны возникает за счет трех различных процессов, в результате которых образуются три составляющие коронального света: *F* (фраунгоферова), *K* (с непрерывным спектром) и *E* (эмиссионная).

F-корона непосредственно не связана с Солнцем. Это гало, образованное в результате рассеяния солнечного света межпланетной пылью, находящейся между Солнцем и Землей; можно считать, что это свечение относится к внутренней зоне зодиакального света. Так как рассеивают солнечный свет твердые частицы, в его спектре видны фраунгоферовы линии — отсюда и название этой составляющей. Во внутренней короне *F*-составляющая ничтожно мала по сравнению с *K*-составляющей, но вследствие быстрого падения плотности с высотой в короне *F*-составляющая преобладает на расстояниях более 2,5 радиуса Солнца.

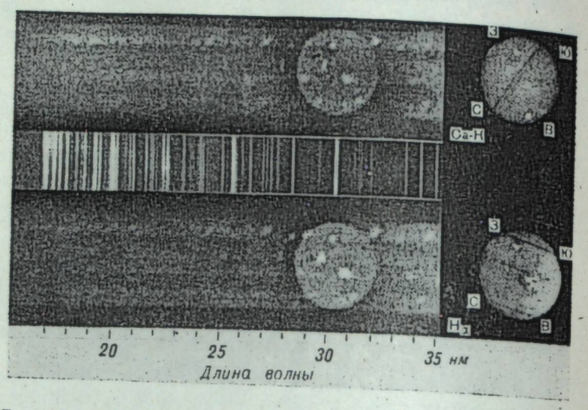


Рис. 10. Фотографии Солнца в ультрафиолете, сделанные на ракете «Аэроби» (Исследовательская лаборатория ВМС США) в каждой эмиссионной линии.

Линия 30,4 нм принадлежит HeII, линия 28,3 нм — FeXV. Для сравнения приведены снимки, сделанные на земной поверхности (справа).

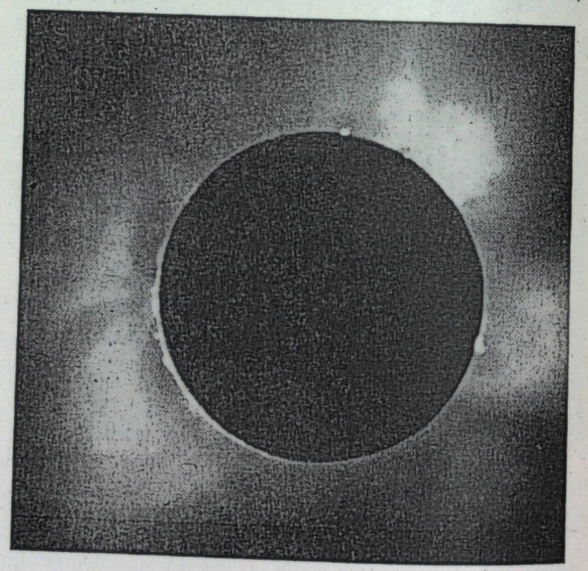


Рис. 11. Солнечная корона, наблюдавшаяся через 2 с после второго контакта во время затмения 12 ноября 1966 г. в Пулакайо, Боливия (на высоте около 4000 м над уровнем моря). (*G. A. Newkirk, High Altitude Observatory, National Center for Atmospheric Research, Boulder*)

На этом снимке, сделанном с помощью радиально симметричного нейтрального фильтра в фокальной плоскости для компенсации быстрого падения яркости короны с увеличением расстояния, можно проследить структурные особенности от хромосферы до $4{,}5R_\odot$. Видны типичные шлемовидные стримеры над протуберанцами в юго-восточной и юго-западной частях края диска, в то время как другой стример на высокой широте в северо-западном квадранте переходит на большом расстоянии от Солнца в узкий луч. У оснований северо-западного и юго-западного стримеров хорошо видны дуги в короне, заметно отсутствие коронального вещества в куполах над протуберанцами. В северо-западном квадранте на крае диска приблизительно на широте 25° видна корональная конденсация.

K-корона — это свет фотосферы, рассеянный свободными электронами в короне. Эти электроны движутся настолько быстро, что фраунгоферовы линии расплываются и виден только непрерывный спектр. Кроме того, в процессе рассеяния свет поляризуется, и эту поляризацию можно использовать для обнаружения *K*-короны на фоне светлого

неба. Так как *K*-корона образуется в результате простого процесса рассеяния на электронах, то ее наблюдения позволяют непосредственно измерять концентрацию электронов (т. е. и полную концентрацию) в веществе короны. Это осуществляется путем тщательных фотометрических измерений яркости короны во время затмений. Поскольку корона состоит в основном из ионизованного водорода, то на каждый электрон приходится один протон, и плотность короны равна массе протона, умноженной на наблюдаемое число электронов. Концентрация атомов у основания короны составляет около $4 \cdot 10^8$ см$^{-3}$; с высотой она уменьшается экспоненциально при шкале высот, равной $5 \cdot 10^4$ км. Структура *K*-короны заметно изменяется в течение цикла солнечных пятен. В максимуме солнечной активности она имеет форму шара с «куполами» и лучами, идущими во всех направлениях. В минимуме активности Солнца корона сплющивается к экваториальной плоскости и появляются отдельные крупные

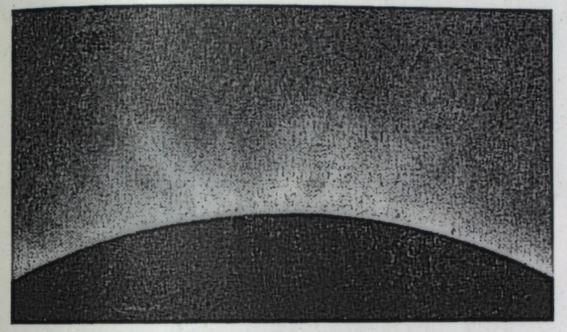


Рис. 12. Типичная устойчивая форма *E*-короны в свете зеленой линии FeXIV, снятая вне затмения с помощью интерференционного фильтра. (*Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research Astronomy, Inc.*)

Снимок сделан с помощью небольшого коронографа.

лучи (стримеры). У полюсов наблюдаются «щетки» из небольших, симметрично расходящихся лучей, напоминающих магнитные силовые линии. Именно форма приполюсных корональных лучей позволила высказать предположение о наличии на Солнце общего магнитного поля. Распределение электронной концентрации и температуры в короне можно также исследовать с помощью радиотелескопов.

Распространение радиоволн через корону характеризуется тем, что радиоволна может выходить только из той области короны, где частота волны равна плазменной частоте, возрастающей с увеличением плотности. Поэтому, наблюдая за радиоизлучением Солнца на все более высоких частотах, мы видим волны, идущие от более глубоких областей короны. По яркости короны на каждой частоте можно судить о значении температуры на соответствующей высоте. Таким образом, можно найти зависимость температуры короны от высоты. Дальнейшую информацию дает распределение яркости короны по диску Солнца на разных радиочастотах. На высоких частотах, на которых корона прозрачна, можно видеть хромосферу как однородный диск с температурой около 6000 К. На более длинных волнах корона перестает быть прозрачной при наклонной траектории луча вблизи края, и поэтому около края солнечного диска появляется пик яркости. Размеры Солнца значительно больше на более низких частотах, не проходящих через корону, чем в видимой области спектра.

E-корона, или эмиссионная (рис. 12), образуется в результате излучения ионов, содержащихся в короне. Поэтому наблюдения *E*-короны позволяют получать более полную информацию о физическом состоянии короны. В видимой области линии излучения слабы по сравнению с излучением фотосферы, рассеянным *K*-короной. Но для длин волн порядка 20 нм эмиссионные линии сильнее излучения, идущего от диска, слабо излучающего высокоэнергичные фотоны.

Несмотря на значительные технические трудности, применение коронографа позволило получить спектры *E*-короны в видимой области и даже непосредственно сфотографировать структуру короны (с помощью интерференционного фильтра) при ясном небе. Так как наблюдения *K*-короны вне затмений ограничены довольно низким пространственным разрешением, эмиссионная корона является важным средством для наблюдений изменений короны от суток к суткам. Спектрограф ослабляет свет, идущий от небосвода, растягивая его в длинный непрерывный спектр. Корональные линии излучения разделяются диспергирующим устройством без ослабления их свечения и отчетливо видны на фоне непрерывного спектра небосвода. На рис. 13 показан небольшой участок спектра с зеленой линией короны (длина волны 530,3 нм) и линиями ярких протуберанцев, наложенными на фраунгоферов спектр рассеянного света неба. *K*-корона настолько слаба, что ее не видно. Яркость эмиссионных линий пропорциональна квадрату плотности и быстро уменьшается с увеличением высоты.

Непрерывные наблюдения короны проводятся во многих обсерваториях. Наши знания о *E*-короне основаны главным образом на наблюдениях таких линий, как зеленая линия FeXIV (530,3 нм), красная линия FeX (637,4 нм) и высокотемпературная желтая линия кальция CaXV (569,4 нм). Конечно, водород и гелий в короне полностью ионизованы, так что их линии видны только в ультрафиолетовой области спектра.



Рис. 13. Зеленая линия короны FeXIV (длинная дуга слева), яркие линии металлов в небольшом протуберанце и желтая хромосферная линия гелия D_3 (дуга справа). (*Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.*)

Отождествление корональных эмиссионных линий представляет собой замечательную главу в истории астрономии. Самая сильная из эмиссионных линий, зеленая линия FeXIV, была открыта одновременно Харкнессом и Юнгом во время затмения 1869 г. Эту линию, так же как и другие открытые впоследствии более слабые линии, нельзя было отождествить ни с одной из известных спектральных линий; все эти линии приписали неизвестному химическому элементу — коронию. Только через 70 лет Гротриан и затем Эдлен отождествили их с запрещенными линиями высокоионизованных атомов, которые могут возбуждаться только при очень высокой температуре и низкой концентрации, недостижимых в лабораторных условиях. Большинство корональных линий относятся к ионам Fe, Ni, Ca и Ar, у которых от 9 до 14 электронов оторвано в результате столкновений с окружающими частицами. Уже само присутствие этих ионов с ионизационными потенциалами от 233 до 814 эВ стало неоспоримым доказательством высокой кинетической температуры короны. Температура короны, определенная по степени ионизации, полученной из наблюдаемых абсолютных и относительных интенсивностей линий, оказалась равной $1{,}5 \cdot 10^6$ К. Впоследствии это было подтверждено с помощью наблюдений разрешенных линий в крайнем ультрафиолете; такие наблюдения можно было повторить в лабораторных условиях. Кроме того, наблюдалось множество линий высокоионизованных атомов Mg, Si, C, O и др.

Температуру короны можно измерить с помощью наблюдений доплеровского расширения запрещенных эмиссионных линий. Ширина этих линий велика вследствие больших скоростей атомов, соответствующих температурам более $15 \cdot 10^6$ К.

На основании данных наблюдений был сделан вывод о сильной изменчивости *E*-короны. В то время как большие стримеры и «опахала» в *K*-короне, видные во время затмений на больших расстояниях от Солнца, по-видимому, связаны с большими долгоживущими магнитными областями на Солнце, эмиссионные линии во внутренней короне сильно изменяются в зависимости от солнечной активности. Желтая линия CaXV, возникающая при температуре $4 \cdot 10^6$ К, видна только во время сильных вспышек, сопровождающих прохождение через край солнечного диска больших групп пятен. *E*-корона плохо видна вблизи полюсов Солнца, где

солнечные пятна не возникают, а также между активными группами пятен. Таким образом, *E*-корона в основном обусловлена солнечной активностью.

Высокая температура короны представляет собой удивительную проблему. Действительно, температура звезды должна быть максимальна в ее центре и убывать к ее границе. По-видимому, резкое повышение температуры короны вызвано граничными эффектами, связанными с резким падением концентрации над фотосферой и с конвективными течениями под ней. Это приводит к эффекту «удара бича», когда одно и то же количество энергии приходится на все уменьшающееся число атомов. В результате в короне возникает очень высокая температура. Однако механизм нагревания солнечной короны пока еще недостаточно изучен.

Солнечный ветер. Одним из самых замечательных открытий, сделанных в космическую эру, было открытие солнечного ветра. Паркер выдвинул гипотезу о непрерывном истечении вещества из Солнца, основанную на том, что высокая температура короны должна приводить к быстрому истечению вещества, распространяющегося на большие расстояния от Солнца. Согласно Паркеру, скорость истечения должна составлять около 1000 км·с$^{-1}$. Такие спутники, как «Маринер-2», и спутники серии IMP, обнаружили непрерывный поток плазмы, идущий от Солнца со скоростями от 300 до 500 км·с$^{-1}$ и с концентрацией атомов вблизи Земли около 1 см$^{-3}$. Интенсивность этого потока зависит от солнечной активности. Частицы движутся по спиральным траекториям, определяемым магнитными полями, исходящими из Солнца и выносимыми в межпланетное пространство, а также вращением Солнца. Магнитные поля, наблюдаемые вблизи Земли, оказались довольно однородными в пределах больших секторов с вершинами на Солнце, в которых преобладает одна полярность. Потоки солнечного ветра оказывают непрерывное воздействие на верхние слои атмосферы Земли.

СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ

Рассмотренные выше данные описывают нормальное стационарное состояние невозмущенного Солнца. Кроме того, на Солнце наблюдаются нестационарные явления, которые называются солнечной активностью. Они связаны с солнечными пятнами и их остатками, число и интенсивность которых увеличиваются и уменьшаются в 11-летнем цикле. Цикл солнечных пятен выражается в изменении их размеров, числа и положения и хорошо виден на кривой так называемых относительных чисел солнечных пятен (чисел Вольфа), показанной на рис. 14. Вскоре после начала каждого цикла число солнечных пятен достигает максимума, затем уменьшается и достигает минимума в среднем через 11 лет. Магнитная полярность групп солнечных пятен изменяется на обратную в каждом последующем цикле, так что полный цикл длится около 22 лет. Первые пятна в цикле всегда возникают на более высоких широтах (между 20 и 35°), но по мере увеличения их размеров и числа они образуются все ближе к экватору. Вне широтной зоны 5—35° пятен почти не наблюдается. Средняя продолжительность цикла от первого появления высокоширотных пятен до исчезновения последних низкоширотных пятен составляет в среднем около 14 лет. Различие между этими значениями (11 и 14 лет) объясняется наложением последовательных циклов. Поэтому такие промежутки времени, когда на Солнце вообще нет пятен, отмечаются крайне редко. Во время последних двух циклов наблюдалось значительное преобладание пятен в северном полушарии, причем в южном полушарии пятна то появлялись в большом количестве, то исчезали.

Солнечные пятна. Солнечные пятна — наиболее ярко выраженное проявление солнечной активности; их можно легко увидеть с помощью небольшого телескопа. Это темные области на Солнце, связанные с очень интенсивными магнитными полями. Магнитные поля вызывают охлаждение поверхности Солнца, в основном за счет подавления обычной конвекции, в результате которой энергия переносится из нижних слоев. Участок солнечной поверхности, лишенный притока тепла, охлаждается за счет излучения и становится темным пятном. В связи с тем что с солнечным пятном связана большая магнитная энергия, в области, расположенной непосредственно над холодным солнечным пятном, развивается интенсивная активность.

Пятна появляются поодиночке или группами; наиболее крупные и сложные группы пятен обычно обнаруживают самые сильные изменения и проявляют максимальную активность; впрочем, нередко небольшая группа малых пятен также проявляет сильную активность. Наиболее важными характерными особенностями в этом отношении являются сложность группы и быстрый рост ее площади. Старые устойчивые солнечные пятна часто бывают большого размера, круглой формы и существуют длительное время. Пятно может иметь какую-либо одну магнитную полярность, тогда оно называется униполярным. Чаще образуется биполярная

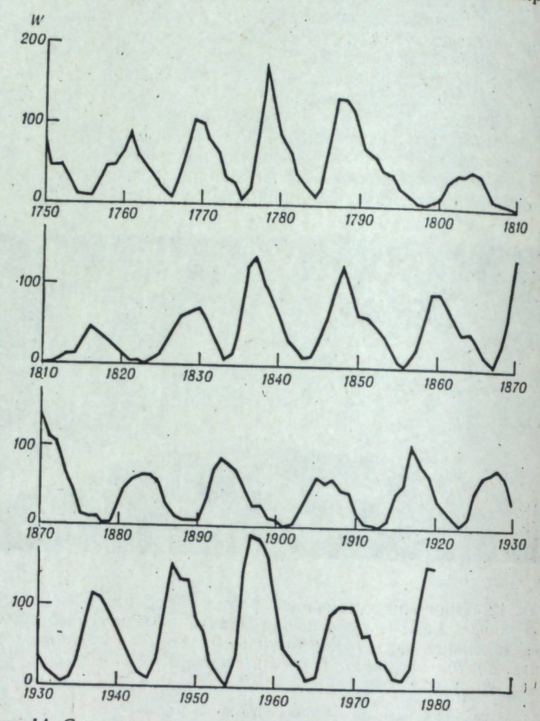


Рис. 14. Средние годовые числа солнечных пятен (числа Вольфа) за 1750—1980 гг.

группа пятен, состоящая из двух больших пятен, причем полярность предшествующего пятна (лидера) противоположна полярности последующего пятна. Часто в такой группе присутствует большое число малых пятен, полярность которых определяется их близостью к лидеру или последователю. В каждом данном цикле полярность предшествующих пятен в биполярных группах одинакова на всем полушарии, но на другом полушарии она изменяется на обратную. В следующем 11-летнем цикле все полярности изменяют знак на обратный. Большие группы пятен имеют сложную структуру, причем магнитным полям внутри группы свойственна сильная изменчивость полярности; однако обычно в одной области группы пятен преобладает одна полярность, а в другой — противоположная.

К сожалению, детальные данные наблюдений полного цикла развития группы пятен отсутствуют. Имеются только ежесуточные снимки отдельных групп, которых совершенно недостаточно для выявления деталей развития пятен. На рис. 15 приведен прекрасный пример большой группы солнечных пятен. Как правило, развитие активной группы пятен начинается с появления большого числа малых пятен на обширной площади. Для фазы роста группы характерны очень яркие флоккулы и значительная вспышечная активность. Иногда группа развивается только несколько суток и затем исчезает, а иногда в ней появляются большие пятна и ее развитие продолжается. На поздних стадиях развития структура группы упрощается и остается либо простая биполярная группа, либо большое круглое пятно, постепенно затухающее. Иногда такое пятно расщепляется и начинается новый всплеск активности. Наибольшее число солнечных пятен появляется в виде малых пор, площадь которых растет в течение нескольких суток и которые затем исчезают. Часто наблюдаются всплески активности солнечных пятен в разных участках Солнца в одно и то же время. Это служит еще одним подтверждением того, что рост солнечных пятен имеет некий глобальный физический механизм.

Пятна часто появляются на одних и тех же предпочтительных (или активных) долготах.

Исследование связи между сильными магнитными полями в группах пятен и слабыми полями, распределенными по поверхности Солнца (рис. 16), стало возможным благодаря магнитографу Бэбкока, служащему для измерения слабых магнитных полей на Солнце. Слабые магнитные поля концентрируются по краям ячеек хромосферной сетки, имеющих в поперечнике около $3 \cdot 10^4$ км. Напряженность полей значительно изменяется от одной ячейки к другой. Происхождение этих полей связано с большими группами солнечных пятен. По мере того как пятна затухают или отрываются от групп вследствие движений в солнечной атмосфере, их магнитные поля распространяются по солнечной поверхности и дрейфуют к полюсам. Так как приполюсные области вращаются медленнее экватора, поля отстают от групп пятен, образуя большие области с одной магнитной полярностью, по форме напоминающие крыло бабочки. Иногда такие области могут охватывать 90—120° по долготе. Полярность их, как правило, совпадает с полярностью последующих пятен. С течением времени эти слабые магнитные поля достигают полюсов, где устанавливаются преобладающие магнитные полярности, противоположные полярностям предшествующих пятен. Согласно некоторым моделям солнечной активности, после исчезновения солнечных пятен в данном 11-летнем цикле это крупномасштабное дипольное магнитное поле усиливается дифференциальным вращением и порождает новый цикл солнечных пятен, полярность которых будет противоположна полярности пятен в предшествующем цикле.

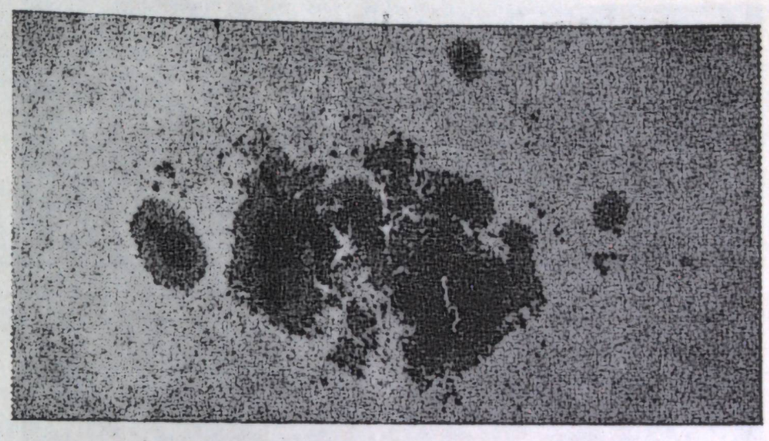


Рис. 15. Большая группа солнечных пятен, снятая в белом свете 17 мая 1951 г.; видна волокнистая структура полутени и грануляция поверхности Солнца. (*Hale Observatories*)

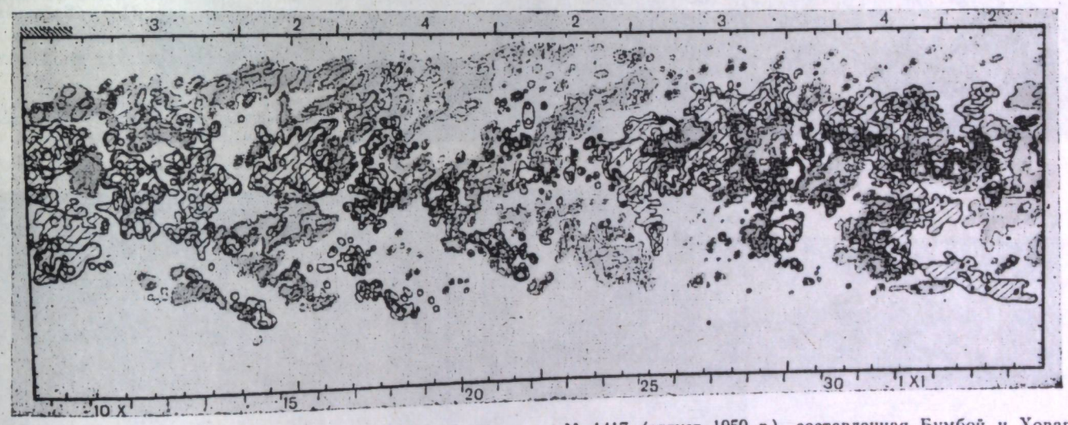


Рис. 16. Синоптическая карта магнитных полей для оборота № 1417 (август 1959 г.), составленная Бумбой и Ховардом в обсерватории Маунт-Уилсон. Бумба и Ховард нашли, что развитие активной области начинается с появления больших пятен, за которыми следуют пятна меньших размеров, затем магнитные поля заполняют пространство, свободное от пятен, со скоростью около 100 м·с$^{-1}$. (*Hale Observatories*)

Сплошные линии и штриховка означают положительную полярность, штриховыми линиями и серым цветом обозначена отрицательная полярность. Качество наблюдений определено по 5-балльной шкале (верхняя шкала). Изолинии продольной напряженности магнитного поля проведены через 2, 6, 10, 15 и 25 Гс. На нижней шкале указаны долготы через 5-градусные интервалы и даты. Хорошо видны большие униполярные области, дрейфующие к востоку и к полюсам от центров активности.

Большие униполярные магнитные области, связанные с центрами солнечной активности, можно различить на монохроматических изображениях Солнца в лучах линий водорода (H_α) или кальция. На границах между этими областями, прежде чем изменить направление, магнитные поля становятся горизонтальными; там обычно возникают крупные протуберанцы, в которых накапливается вещество, поддерживаемое горизонтальными полями. На диске Солнца эти протуберанцы имеют вид темных волокон (см. рис. 8). Так как вблизи границ униполярных областей напряженность магнитного поля увеличивается, там наблюдаются усиления хромосферной сетки, которые видны на кальциевых спектрогелиограммах.

Таким образом, общая схема развития солнечной активности состоит в том, что развитие солнечных магнитных полей приводит к образованию пятен со всеми сопутствующими явлениями. В основе этой схемы лежит дифференциальное вращение Солнца, т. е. тот факт, не нашедший еще достаточно ясного объяснения, что солнечный экватор вращается намного быстрее приполюсных областей.

Протуберанцы. Хотя на диске Солнца протуберанцы кажутся темными (волокна), на фоне темного неба они выглядят яркими. Они возникают только там, где есть горизонтальные магнитные поля, которые их поддерживают, компенсируя силы солнечного тяготения. Поэтому волокна соответствуют тем местам на диске, где поле с одной магнитной полярностью переходит в поле с противоположной полярностью. Протуберанцы представляют собой одно из самых красивых явлений на Солнце (рис. 17, 18). В спектре протуберанцев можно заметить много ярких эмиссионных линий различных элементов, как правило, однократно ионизованных (рис. 19). Анализ этих линий показал, что температура долгоживущих устойчивых протуберанцев составляет около 10^4 К. Кратковременные протуберанцы, связанные с солнечными вспышками, обнаруживают меньшее количество линий, причем температура их выше (более $3 \cdot 10^4$ К).

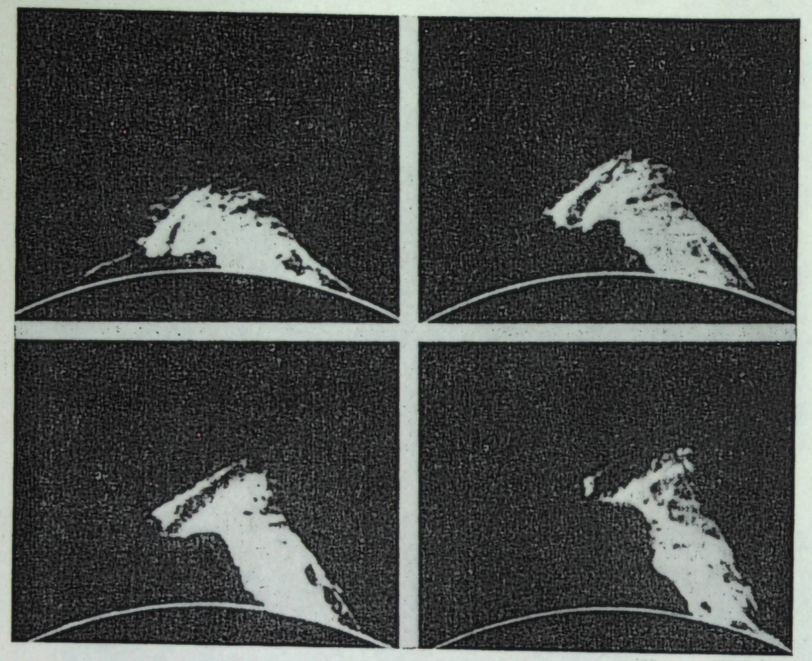


Рис. 17. Большой протуберанец в эруптивной фазе развития, наступающей через несколько суток или недель после стабильного состояния, снятый в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Четыре кадра охватывают промежуток времени 29 мин. Длина кадра около 670 000 км.

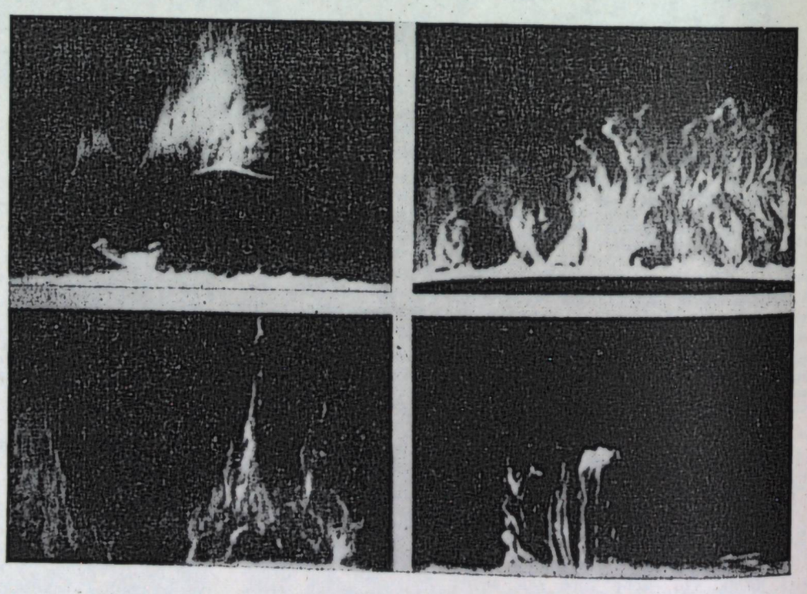


Рис. 18. Типичные небольшие протуберанцы с волокнистой структурой, снятые в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Вертикальные волокна представляют собой вещество, движущееся вниз. Длина кадра 125 000 км.

Флоккулы. Как видно на снимках в H_α (рис. 20), большое солнечное пятно окружено обширной площадью с вихреобразной структурой (это указывает на то, что магнитные поля определяют строение хромосферы) и яркими областями, называемыми флоккулами. Они хорошо видны в монохроматическом свете водорода или ионизованного кальция и наблюдаются с помощью спектрогелиоскопа, или интерференционного фильтра; впрочем, их наиболее яркие участки можно видеть в интегральном белом свете вблизи краев диска, где фотосфера несколько темнее и контраст усилен (рис. 21).

Магнитные измерения показали, что большинство флоккулов связано с усиленными магнитными полями, напряженность которых составляет среднее между напряженностью полей солнечных пятен ($(3—4) \cdot 10^{-1}$ Тл) и ярких факелов хромосферной сетки (10^{-2} Тл). Магнитное поле в флоккулах в основном вертикально. В биполярных группах пятен флоккулы иногда развиваются только на той стороне, где преобладает какая-либо магнитная полярность.

видна на снимках фотосферы в белом свете, но хорошо заметна на снимках в H_α, отражающих строение хромосферы на более высоких уровнях. В белом свете флоккулы наблюдаются только вблизи края диска, где можно видеть более высокие уровни в фотосфере. Они хорошо заметны в H_α, но еще лучше — на спектрогелиограммах в лучах линий ионизованного кальция, т. е. на еще более высоких уровнях солнечной атмосферы. С помощью ракет спектрогелиограммы могут быть сделаны в линиях с высоким потенциалом ионизации; излучение в этих линиях исходит главным образом из активных областей и флоккулов. Это единственные области в атмосфере Солнца, достаточно горячие для генерации значительного количества ультрафиолетового излучения.

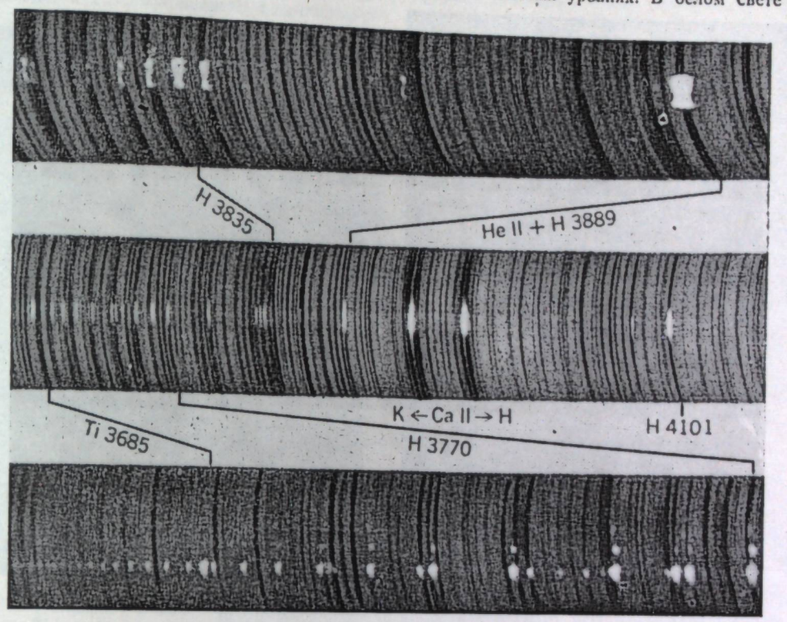


Рис. 19. Спектры ярких протуберанцев, полученные с различной дисперсией. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Диапазон длин волн на каждом снимке (снизу вверх) 8,8; 54,5; 12,9 нм; на нижнем снимке видна конвергенция линий серии Бальмера в континуум.

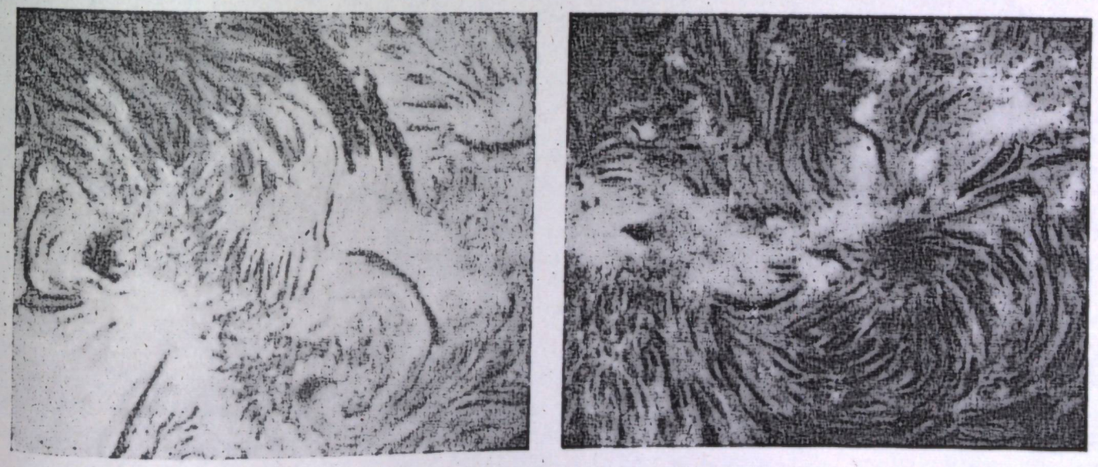


Рис. 20. Центры активности, снятые в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of the Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Длина кадра 280 000 км. Около каждого пятна видны обширные площади с вихреобразной структурой.

По снимкам флоккулов в различных длинах волн (рис. 22) можно установить, что влияние магнитных полей усиливается с ростом высоты. Если сравнить энергию магнитного поля с кинетической энергией газа в нижней фотосфере, то можно заметить, что магнитные поля пятен будут достаточно сильны для того, чтобы доминировать над движениями вещества. Однако плотность хромосферы уменьшается настолько быстро, что магнитные поля вокруг солнечных пятен начинают определять характер движения вещества. В результате вихреобразования структура почти не

Хотя солнечные пятна всегда сопровождаются флоккулами, обратное соотношение несправедливо. Иногда магнитные поля, связанные с малыми флоккулами, развиваются

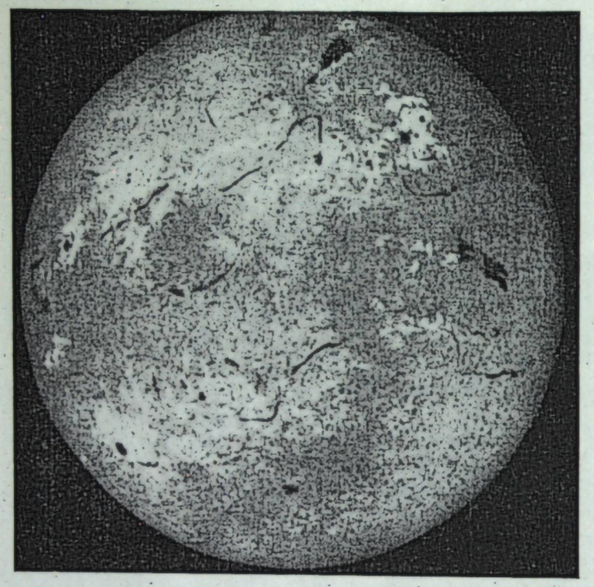


Рис. 21. Диск Солнца, снятый в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Вблизи центров активности видны яркие флоккулы и темные волокна (протуберанцы).

падаются и рассеиваются в хромосферной сетке, но этот процесс никогда непосредственно не наблюдался.

Вспышки. Вспышки представляют собой наиболее впечатляющее проявление солнечной активности, связанной с солнечными пятнами (рис. 23 и 24). Вспышка — это вне-

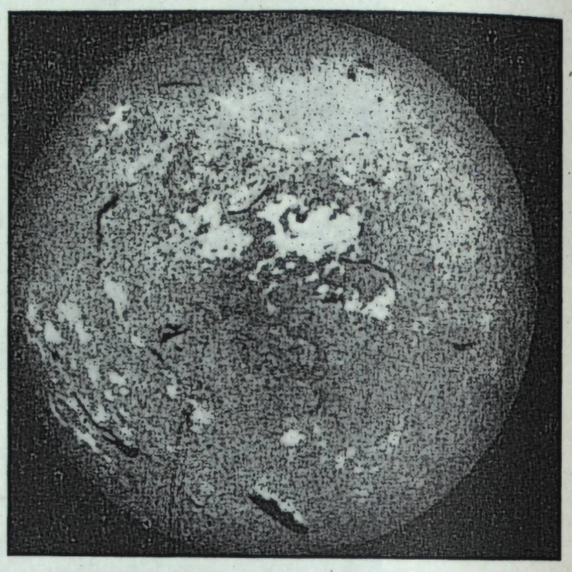


Рис. 23. Необычно большая вспышка 18 сентября 1958 г., снятая в линии H_α; снимок увеличен с 16-мм кадра. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

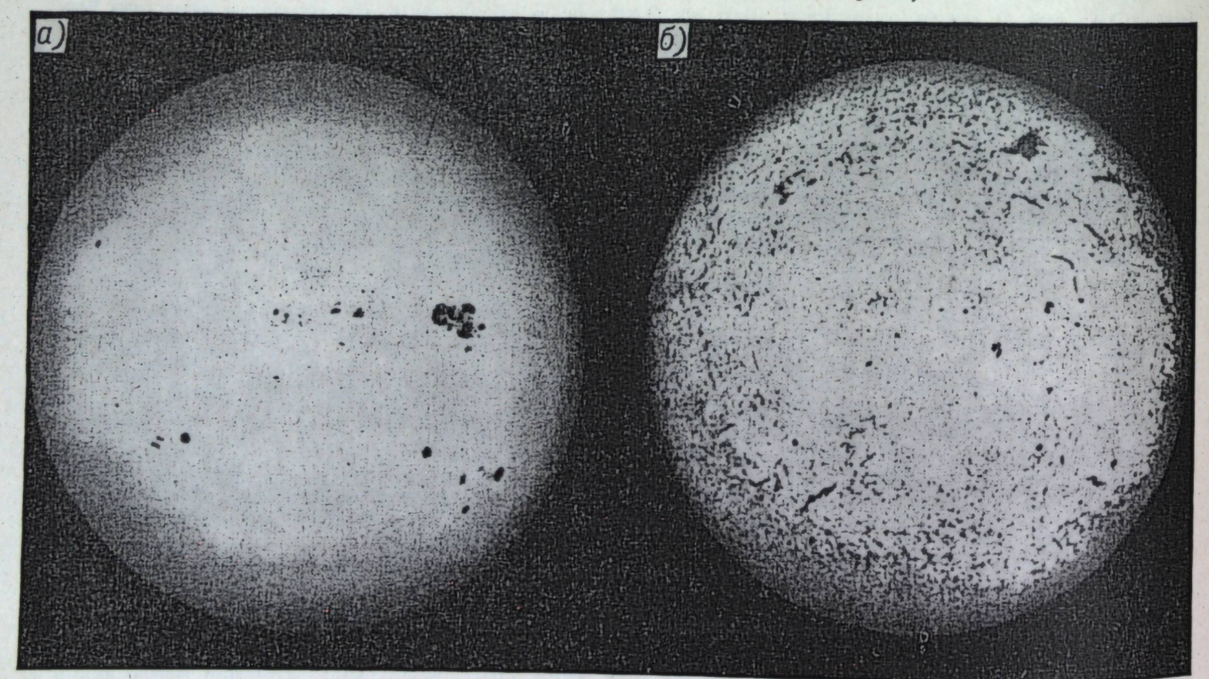


Рис. 22. Солнце, снятое почти одновременно в белом свете (*а*) и в линии H_α (*б*); на обоих снимках видны яркие флоккулы (в различных длинах волн). *(Hale Observatories)*

в зонах солнечных пятен, но пятна в них не появляются. В этих случаях магнитные поля не достигают интенсивности, достаточной для генерации пятен. Точно так же после исчезновения пятен флоккулы обычно еще остаются на Солнце, отмечая те места, где были пятна. Вероятно, затем они рас-

запное увеличение интенсивности линии H_α вблизи группы солнечных пятен. Яркость вспышки может в пять раз превосходить яркость связанного со вспышкой флоккула. Время нарастания яркости вспышки редко превышает несколько минут, а иногда составляет всего 10 с. Конечно, увеличе-

ние яркости водородного свечения является только симптомом активного процесса в области вспышки; наблюдения с помощью других методов свидетельствуют о выделении колоссальной энергии во время вспышки — до 10^{26} Дж во время большой вспышки. С активной группой пятен может быть связано большое количество вспышек размером с большое пятно. Один или два раза за время жизни большой группы пятен может возникнуть сильная вспышка, охватывающая всю область, занятую группой. Энергия, выделяю-



Рис. 24. Развитие большой волокнистой вспышки, снятой в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Интервалы между экспозициями равны 4, 19 и 13 мин. Длина кадра 280 000 км.

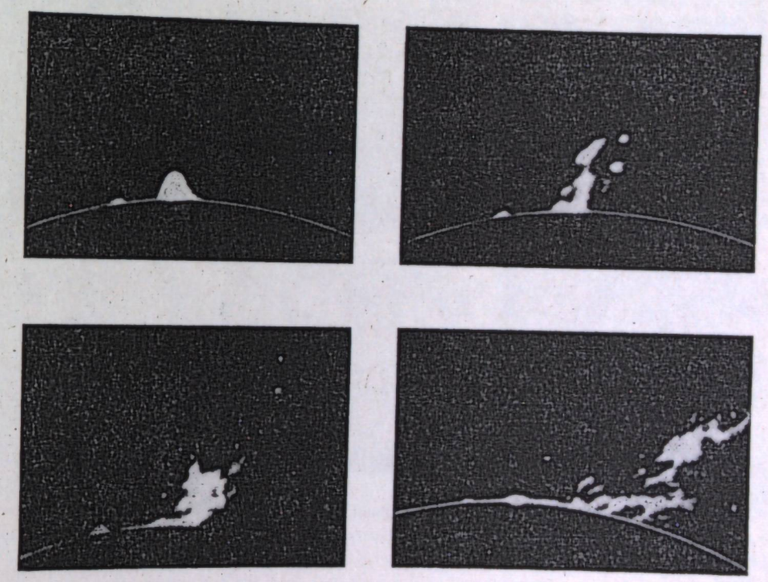


Рис. 25. Вспышечный протуберанец, или спрэй, снятый 10 февраля 1956 г. в 21 ч 16 мин 00 с, 21 ч 18 мин 45 с, 21 ч 21 мин 15 с, 21 ч 33 мин 45 с мирового времени. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Скорость некоторых выбросов превышает 1100 км·с$^{-1}$. Длина кадра 670 000 км.

во всех направлениях со скоростями до 1500 км·с$^{-1}$, которые обычно возникают в начале больших вспышек. Спрэю может предшествовать подъем большого протуберанца над группой солнечных пятен, который затем выбрасывается из Солнца в начале вспышки. Такие поднимающиеся протуберанцы являются единственными известными предвестниками солнечных вспышек. Сэрджи, напротив, обычно сопровождают менее сильные вспышки и представляют собой выброс вещества в каком-либо одном преобладающем направлении.

щаяся во время трех или четырех сильных вспышек, происходящих в течение года, равна примерно энергии всех малых вспышек вместе взятых. Вспышки разделяются на три класса в зависимости от их площади, причем к классу 3 относятся наибольшие вспышки; имеется еще класс менее ярких субвспышек.

Солнечные вспышки возникают чаще всего в том случае, когда группа солнечных пятен быстро развивается и магнитные поля имеют сложную структуру. Возникновение большой вспышки класса 3 может быть связано с существенным изменением общей структуры группы пятен. Субвспышки и вспышки класса 1 нередко появляются в одном и том же месте. Благоприятными областями для возникновения таких вспышек являются выемки в тени больших пятен, образующиеся при приближении сильного магнитного поля противоположного знака; малые пятна, расположенные между большими, что свидетельствует о сложности магнитных полей; внедрение какой-либо области с магнитным полем одного знака в область с преобладающим полем противоположного знака. В каждой вспышке увеличение яркости происходит быстро, но затухает вспышка значительно медленнее. Вспышки часто сопровождаются выбросами больших количеств вещества; эти выбросы называют спрэями и сэрджами (рис. 25 и 26). Спрэи — это быстрые выбросы газа

По-видимому, энергия вещества достаточна для прохождения через окружающие магнитные поля и вещество движется там, где напряженность магнитного поля минимальна.

Вспышки очень редко видны в белом свете, поскольку они возникают в хромосфере Солнца, причем их плотность настолько мала, что они прозрачны для излучения фотосферы. С другой стороны, их температура настолько высока, что интенсивность их излучения в ультрафиолетовой области может быть равна интенсивности излучения всего Солнца. Вспышки в основном изучались в линии H_α, в которой их легче всего наблюдать, поскольку увеличение яркости в H_α можно точно измерить.

В последние годы стало возможным наблюдать вспышки в большом диапазоне длин волн, причем отмечались такие интересные явления, как, например, резкие всплески рентгеновских лучей с энергией фотонов 10^5 эВ и более.

Нарастание интенсивности всплеска менее энергичных рентгеновских лучей происходит не так резко. Всплеск рентгеновских лучей всегда возникает во время первого резкого усиления яркости вспышки. Одновременно наблюдается широкополосный всплеск радиоволн в микроволновом диапазоне с максимумом вблизи частоты 3000 МГц. По-видимому, радиоизлучение генерируют те же электроны, которые вы-

вали всплеск рентгеновских лучей. На более длинных волнах (частоты 100—1000 МГц) наблюдается перемещение области возмущения от вспышки через корону наружу (рис. 27). Корона в каждой своей точке излучает на некоторой частоте, пропорциональной ее плотности, поэтому, когда возмущение движется вверх, генерируется излучение на все более низких частотах. Такие всплески радиоизлучения получили название всплесков II типа; уменьшение частоты происходит за 2—5 мин, что соответствует скорости движения наружу около 1000 км·с$^{-1}$. Подобные всплески наблюдаются только во время самых сильных вспышек. Всплески III типа происходят гораздо чаще; в них также наблюдается изменение частоты, но гораздо более быстрое, соответствующее распространению возмущения через корону

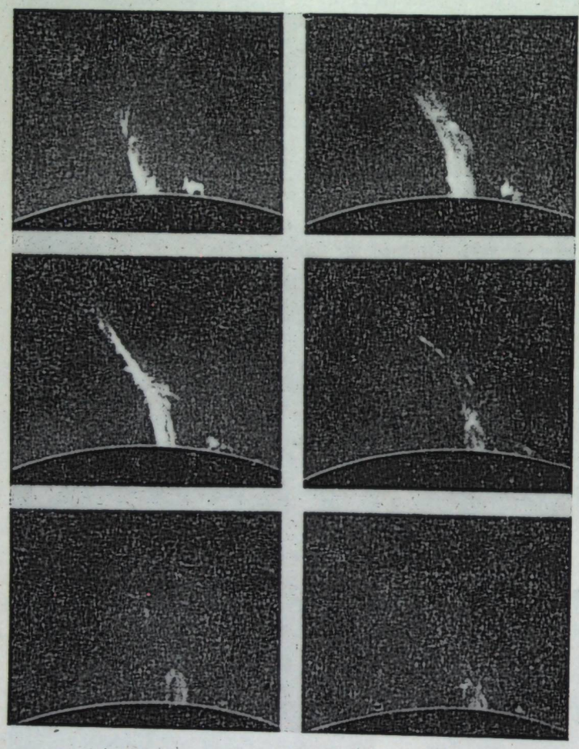


Рис. 26. Снимки большого сэрджа в линии H_α, сделанные в течение 45 мин. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*
Длина кадра 500 000 км.

со скоростью 100 000 км·с$^{-1}$ и более. Некоторые всплески III типа движутся сперва вверх, а затем вниз, как если бы они отражались магнитными полями солнечной атмосферы. Такие всплески называются всплесками *U*-типа. Вслед за сильным всплеском II типа иногда наблюдается всплеск IV типа, представляющий собой продолжительное излучение в весьма широкой полосе частот, исходящее из большого облака корональной плазмы. Интенсивный широкополосный всплеск в микроволновом диапазоне, сопровождающий всплеск рентгеновских лучей, называется микроволновым всплеском IV типа. Быстро движущиеся наружу всплески III типа также иногда сопровождаются широкополосным непрерывным излучением на метровых волнах, длящимся около минуты. Это излучение получило название всплесков V типа.

Каждая большая группа солнечных пятен сопровождается бурей шумового радиоизлучения; отдельные всплески во время этой бури обычно относят к I типу. Они сильно поляризованы корональными магнитными полями.

Кроме электромагнитного излучения в виде рентгеновских лучей и радиоволн, из вспышек вылетает большое число энергичных заряженных частиц (в основном протонов и электронов). Так как заряженные частицы должны двигаться вдоль магнитных полей, то иногда после большой вспышки эта корпускулярная радиация на Земле не наблюдается; к Земле приходят частицы только от вспышек, расположенных в благоприятных областях (в западном полушарии Солнца). Вследствие вращения Солнца силовые линии, выходящие с западной стороны Солнца (как это видно с Земли), подходят к Земле и направляют к ней частицы, выброшенные из вспышки.

Энергия испущенных вспышкой космических лучей чаще всего составляет 3—5 МэВ, но иногда может достигать сотен миллионов электронвольт. Почти все вспышки генерируют космические лучи, но количество космических лучей, испущенных самой большой вспышкой в данном году, равно примерно количеству космических лучей от всех других вспышек вместе взятых. Высокоэнергичные космические лучи появляются вскоре после начала вспышки в H_α, но низкоэнергичные космические лучи приходят к Земле гораздо позже, что объясняется затратой времени на пробег от Солнца до Земли и отклонением в межпланетном магнитном поле. Буря космических лучей может продолжаться в течение нескольких суток. Поток низкоэнергичных частиц во время больших вспышек настолько интенсивен, что эти частицы могут представлять опасность для космонавтов, находящихся вне земного магнитного поля. См. *Космические лучи.*

Вскоре после начала оптических вспышек наблюдались также релятивистские электроны с энергиями порядка миллионов электронвольт. Они, вероятно, ускоряются тем же процессом, который генерирует космические лучи.

Примерно через 1—2 сут после очень большой вспышки может наблюдаться приход большого числа низкоэнергичных частиц (1—5 МэВ). Эти частицы, вызывающие геомагнитную бурю, выбрасываются непосредственно из вспышки со скоростями около 1500 км·с$^{-1}$ и более.

Известно, что любая большая группа солнечных пятен непрерывно генерирует значительное число низкоэнергичных космических лучей, вероятно, в результате появления большого количества малых вспышек. Энергетический спектр падает очень круто, число частиц уменьшается обратно пропорционально энергии в пятой степени. Поэтому, если изменения магнитного поля в большой вспышке приведут к увеличению энергии всех космических лучей в 10 раз, то число высокоэнергичных частиц увеличится в 10^5 раз.

Современные исследования солнечных вспышек направлены на выяснение природы и причин их возникновения, а также механизма ускорения Солнцем частиц очень высоких энергий. Известно, что вспышки связаны с быстрыми изменениями магнитных полей, но точный механизм накопления энергии и ее очень быстрого освобождения (в пределах нескольких минут) пока еще не ясен. Современные теории связывают этот процесс с магнитогидродинамическими неустойчивостями.

В течение многих лет астрономы пытались исследовать спектры вспышек. При этом они сталкивались с большими трудностями вследствие существования в типичной вспышке различных компонентов: сравнительно низкотемпературного газа, который излучает в H_α (если газ полностью ионизован, то он не может излучать в линиях нейтрального водорода); коронального облака с температурой $4 \cdot 10^6$ К, излучающего мягкие рентгеновские лучи; электронного облака с температурой 10^9 К (10^5 эВ), генерирующего жесткие рентгеновские лучи; частиц с энергиями порядка миллионов электронвольт. Каждая спектральная линия соответствует излучению вещества в определенных условиях. Поэтому интенсивные линии водорода, гелия и металлов образуются в основном объеме вспышки с температурой (2—3)·10^4 К; интенсивные корональные линии, возбуждающиеся при температуре $4 \cdot 10^6$ К, наблюдаются в корональной конденсации, находящейся над вспышкой. В крайнем ультрафиолете на длине волны 0,16 нм наблюдались линии излучения FeXVII—XXV, что указывает на существование высоких температур, необходимых для образования этих ионов. Для понимания природы таких явлений необходим синтез всех наблюдений.

Вспышки и корона. Все высокоэнергичные явления, связанные со вспышками, возникают в атмосфере Солнца над пятнами; температура фотосферы составляет только около 6000 К, и, как упоминалось выше, вспышки крайне редко видны в белом свете. Если активная группа пятен видна на краю диска Солнца, то можно видеть эффективные высокоэнергичные явления. К ним относятся спрэи, сэрджи и изящные петельные протуберанцы (рис. 28). Даже при отсутствии больших вспышек сэрджи и малые вспышки непрерывно выбрасывают вещество в атмосферу Солнца. В случае большой вспышки этот процесс значительно ускоряется. Все вещество, выброшенное в атмосферу, очень быстро нагревается вследствие диссипации его первоначальной кинетической энергии. Поэтому сразу же после большой вспышки спектроскопические наблюдения обнаруживают появление облака горячей корональной плазмы с такой высокой температурой, как $4 \cdot 10^6$ К. Вещество, нагретое до более высокой температуры, становится невидимым, так как при этом линии в видимой области спектра не образуются. Однако такие облака можно обнаружить с помощью ракетных наблюдений. Конечно, обычные процессы нагревания короны не могут воздействовать на все вещество, выброшенное вспышкой, которое поэтому охлаждается в результате излучения. Когда это вещество охлаждается и конденсируется, оно осаждается на поверхность Солнца. Вследствие большой напряженности магнитных полей, расположенных над солнечными пятнами, газ движется вдоль магнитных силовых линий по искривленным траекториям, образуя петельные протуберанцы. Чем холоднее вещество, тем ниже степень его ионизации и тем быстрее оно излучает и охлаждается. Полагают, что большая доля излучения вспышек в H_α связана с веществом, приходящим из больших петельных протуберанцев, отделившихся от коронального облака. Так как вспышка может длиться только несколько минут, а петельные протуберанцы существуют в течение многих часов, их можно считать сигналом того, что на крае Солнца находится большой центр активности.

Использование интерференционного фильтра позволяет увидеть корону в отдельных корональных линиях излучения. Вещество короны так же, как и вещество протуберанцев, следует за магнитными силовыми линиями, образуя множество криволинейных дуг, которые, однако, изменяются не так

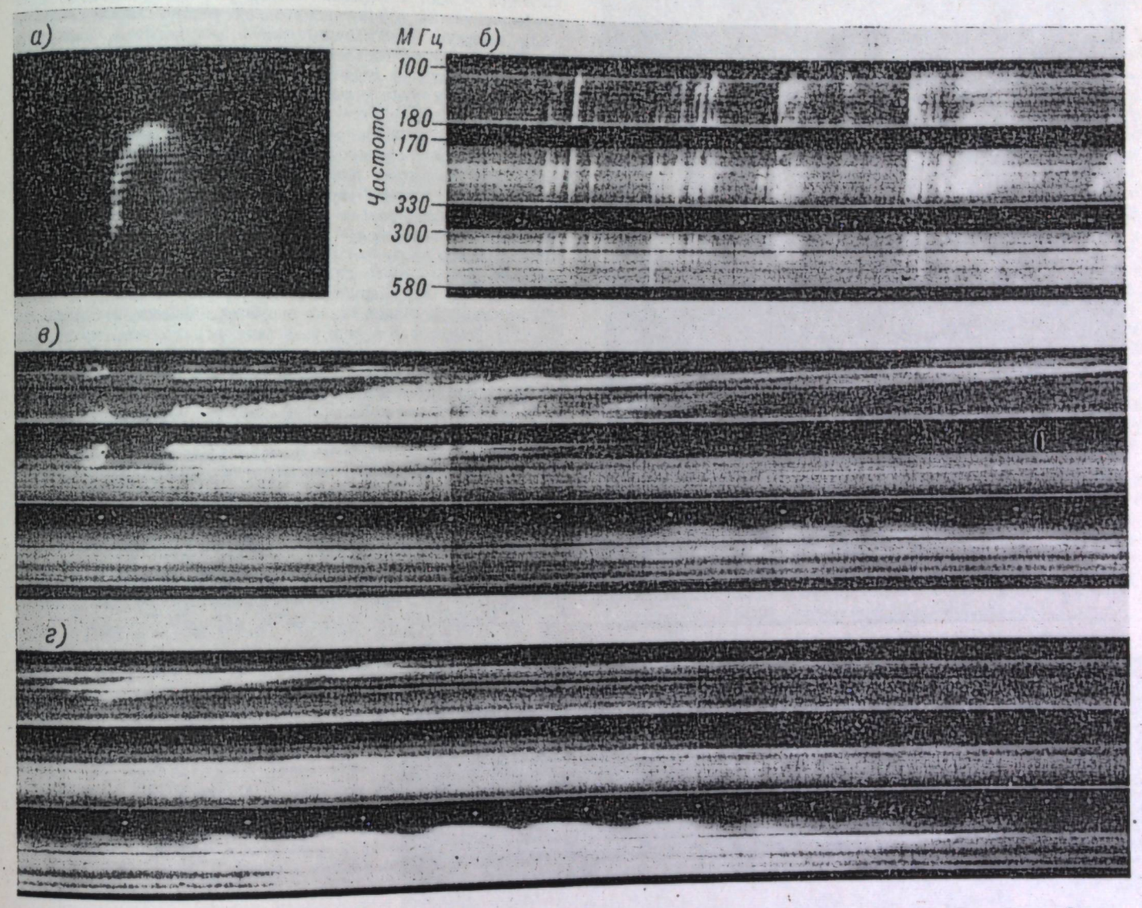


Рис. 27. Временные изменения спектра радиоизлучения Солнца. *(Recordings from radio spectrometer, Fort Davis Station, Harvard College Observatory)*

Диапазон частот разделен на три перекрывающиеся полосы с частотами, указанными вверху слева. Горизонтальная ось — ось времени. Промежуток между белыми отметками равен 1 мин. *а* — сильно увеличенный всплеск *U*-типа в полосе 140 МГц, промежуток времени между последовательными сканированиями 0,3 с; *б* — ряд всплесков III типа; *в*, *г* — развитие всплеска II типа, за которым следует сильный континуум в полосе 450 МГц.

быстро, как в веществе, конденсирующемся в протуберанцах (рис. 29). Часто над активным центром видно пять или шесть концентрических дуг; они медленно расширяются и иногда разрываются на вершине, образуя вертикальные стримеры с кажущимися скоростями до 600 км·с$^{-1}$. Эти явления происходят одновременно с выбросом вещества через магнитное поле во время вспышки. Корональное облако, образуемое вспышкой, ответственно за низкоэнергичные рентгеновские лучи в диапазоне 0,2—1,2 нм, а также за постепенное усиление излучения в микроволновой области. Однако жесткие рентгеновские лучи и импульсные микроволновые всплески связаны с более кратковременными группами жестких электронов, ускоренных во вспышках.

Солнечно-земные связи. За исключением влияния тепла, света и солнечных приливов, непосредственные воздействия Солнца на Землю обычно слишком слабы, для того чтобы их можно было обнаружить без помощи приборов. Исключением являются полярные сияния, которые наблюдаются

в основном в арктических областях, но иногда и в умеренных широтах. Агентами, ответственными за другие солнечные воздействия на Землю, являются ультрафиолетовое и

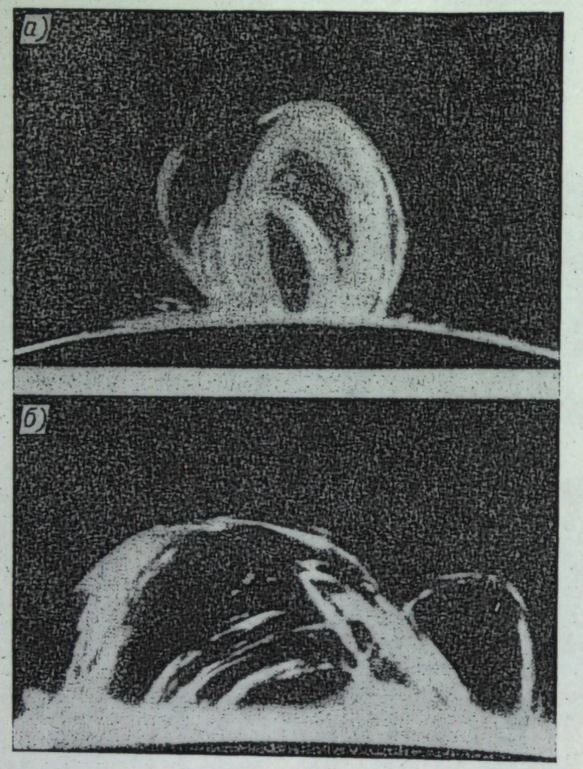


Рис. 28. Два характерных петельных протуберанца в линии H_α. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

Длина кадра 340 000 км (*а*) и 125 000 км (*б*).

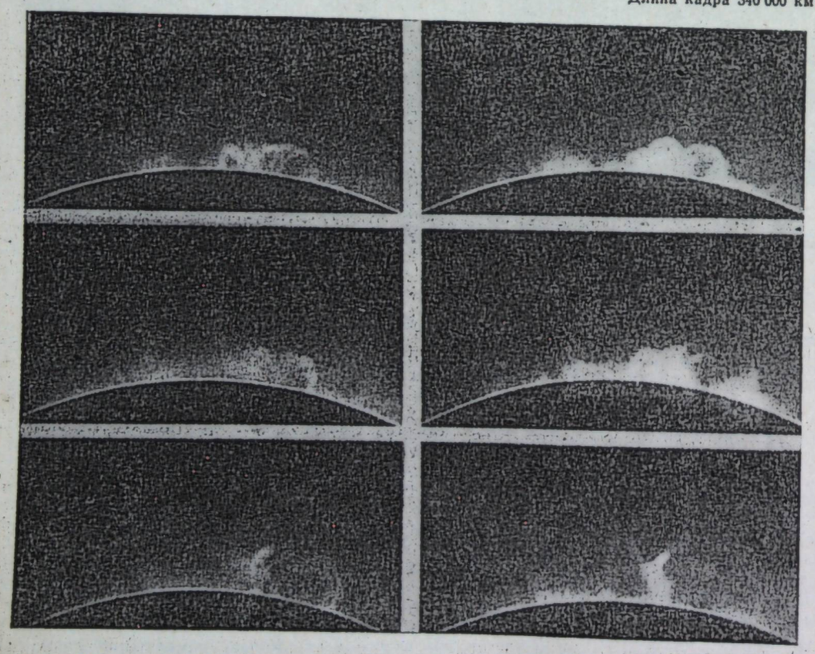


Рис. 29. Шесть снимков корональной активности в зеленой линии (5303А), снятых в течение 4 ч; концентрические дуги на первом кадре весьма типичны. *(Sacramento Peak Observatory, operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc.)*

рентгеновское излучения, а также потоки заряженных частиц, выбрасываемых из Солнца. Эти потоки сильно меняются в зависимости от уровня солнечной активности; их влияние на Землю легче всего обнаружить с помощью чувствительной радиоаппаратуры и магнитных датчиков, а также детекторов частиц на искусственных спутниках Земли.

Земная ионосфера образуется в результате непрерывного притока солнечного ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Даже при спокойной короне и слабой активности в нижней хромосфере может образоваться ионосфера с низкой электронной концентрацией. При увеличении солнечной активности электронная концентрация в ионосфере возрастает, и при этом начинают отражаться все более высокие частоты. Бо́льшая часть ионизации обусловлена солнечным ультрафиолетовым излучением на 20—100 нм, ионизующим кислород и азот в верхней атмосфере Земли. В атмосфере на высоте более 100 км ионизована только незначительная часть молекул. См. *Ионосфера.*

Всплеск жестких рентгеновских лучей, возникающий в начале солнечной вспышки, вызывает ионизацию в более глубоких слоях атмосферы на высоте около 60 км. На этом уровне плотность воздуха достаточно высока, так что электроны не могут свободно колебаться, а испытывают соударения с нейтральными атомами, отдавая им свою энергию. Поскольку колебания электронов возбуждаются радиоволнами (которые обычно проходят через этот слой и отражаются от более высоких слоев ионосферы), то в слое с высокой ионизацией энергия радиоволн будет поглощаться и образуется коротковолновый фэйдаут SWF (short-wave fadeout). Во время SWF дальняя радиосвязь, основанная на использовании отражений от ионосферы, искажается или прерывается на несколько часов. Этот эффект наблюдается непосредственно после начала вспышки и служит признаком ее появления. Такое же явление может наблюдаться на записях радиоизлучения галактических источников, которое обычно проходит через ионосферу, но во время SWF внезапно поглощается. Оно было названо внезапным поглощением космического радиоизлучения SCNA (sudden cosmic noise absorption anomalies). Кратковременные ионосферные токи, возникающие в начале фэйдаута, вызывают изменения напряженности геомагнитного поля. SWF всегда связаны со вспышкой, хотя иногда вспышки и не вызывают SWF.

Ионизующим излучением во время SWF являются жесткие рентгеновские лучи в области 0,1—0,2 нм. По случайному совпадению в этой области (названной слоем *D*) имеется небольшое количество ионов, образованных при фотонионизации окиси азота излучением в линии H_α водорода. Однако интенсивность этой линии слабо изменяется во время вспышек и не вызывает появления фэйдаута.

С образованием слоя *D* в нижней части ионосферы и с изменением его высоты связан ряд других явлений, например внезапная фазовая аномалия SPA (sudden phase anomaly), обусловленная понижением отражающего слоя, и внезапное усиление атмосфериков SEA (sudden enhancement of atmospherics), вызываемое усиленным отражением удаленного радиоизлучения гроз.

Воздействия корпускулярной радиации на Землю весьма различны. Космические лучи, возникающие во время больших вспышек, не достигают экваториальных областей Земли вследствие влияния геомагнитного поля, а движутся по спиралям в полярные шапки и вызывают там явление, которое называется поглощением в полярной шапке (ППШ). Это явление возникает вследствие усиленной ионизации ионосферы над полюсами. В это время радиосвязь через полярные области полностью прекращается. Очень большое число низкоэнергичных частиц, выбрасываемых из вспышки, проникает через геомагнитное поле и вызывает геомагнитные бури. Они наиболее интенсивны в высоких широтах, но могут наблюдаться в умеренных и даже тропических широтах. Полярные сияния возникают при вторжении энергичных частиц в верхнюю атмосферу. Индуцированные при этом токи вызывают резкие изменения геомагнитного поля, а усиленная ионизация приводит к значительным изменениям условий распространения радиоволн. Эти изменения магнитного поля могут вызывать нарушения работы линий электропередачи, создавая импульсы напряжения, которые включают предохранительные системы, разрывающие цепь. См. *Геомагнитная буря, Полярное сияние.*

Связь между геомагнитными бурями и вспышками еще полностью не выяснена. Большие вспышки на западной стороне Солнца обычно вызывают появление геомагнитных возмущений, но большие магнитные бури часто возникают и без вспышки, по-видимому, в результате выброса частиц из униполярных магнитных областей Солнца. Магнитные бури, не связанные со вспышками, обнаруживают хорошо выраженную 27-суточную повторяемость, и в течение долгого времени их источники на Солнце не были отождествлены и были названы *M*-областями. Только путем измерения обширных магнитных полей на поверхности Солнца удалось отождествить *M*-области с униполярными магнитными областями и корональными дырами, т. е. с областями короны, имеющими низкую концентрацию плазмы. Измерения скорости плазмы в солнечном ветре показали наличие сильной корреляции между скоростями плазмы и геомагнитной активностью. Начало геомагнитной бури, связанной со вспышкой, обычно предваряется появлением ударной волны в межпланетном магнитном поле, которая соприкасается с геомагнитным полем и вызывает резкое изменение его напряженности — так называемое внезапное начало геомагнитной бури. Вскоре после этого к Земле приходит облако частиц, вызывающих бурю.

Значительный интерес представляют и другие влияния солнечной активности на Землю, например влияние на погоду и климат. В этой области пока еще не установлены надежные связи, но исследования продолжаются.

ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЙ СОЛНЦА

Инструменты для наблюдений Солнца отличаются от инструментов, служащих для наблюдений других небесных тел. Во-первых, в солнечных инструментах не требуется высокая концентрация света. Во-вторых, в солнечных телескопах нельзя добиться таких резких изображений, как в звездных телескопах, что объясняется возмущениями в земной атмосфере, связанными с нагреванием в течение дня, и условиями видимости в дневное время, которые значительно хуже, чем ночью. Кроме того, солнечные телескопы должны конструироваться с учетом того, что значительный нагрев телескопа Солнцем не должен искажать изображение. С этой целью телескопы обычно окрашивают в белый цвет и тщательно контролируют состояние воздуха внутри инструмента.

Солнечные телескопы делятся на два класса: телескопы, предназначенные для наблюдений яркого солнечного диска, и коронографы, служащие для исследований гораздо более слабых протуберанцев и еще более слабой короны на фоне сравнительно яркого рассеянного света неба.

Дисковые телескопы. Основным требованием к дисковому телескопу являются высокая четкость и достаточно большой размер изображения Солнца. Качество изображения лимитируется качеством оптической системы, основным дифракционным пределом разрешения, присущим данной апертуре, и условиями видимости. Под видимостью здесь понимается эффект изменений градиента плотности земной атмосферы, вызванных тепловой конвекцией и приводящих к расплыванию изображения. Видимость никогда не является идеальной, и на Земле очень мало районов, где можно получать качественное изображение Солнца в течение 100 ч в году. Это, как правило, прибрежные низменности, где возникают температурные инверсии, стабилизирующие атмосферу; к сожалению, в таких областях прозрачность воздуха обычно мала.

Наиболее распространенный тип дискового телескопа — башенный солнечный телескоп (рис. 30). Плоские зеркала на вершине башни, одно из которых имеет экваториальную монтировку для слежения за суточным перемещением Солнца по небосводу, отражают солнечный свет в длиннофокусный вертикальный телескоп. Этот телескоп может быть рефрактором или сложным рефлектором с отверстием 30—50 см. В телескопе строится большое изображение Солнца вблизи земной поверхности, после чего свет может быть направлен в стационарные вспомогательные инструменты.

Менее дорогостоящей модификацией башенного телескопа является горизонтальный неподвижный телескоп с плоскими зеркалами, установленными на земной поверхности. Такой телескоп, тщательно сконструированный, хорошо работает при малых апертурах, но конвективные возмущения на длинном воздушном пути световых лучей в атмосфере ухудшают качество изображения.

В некоторых отношениях телескоп стандартной длины с экваториальной монтировкой имеет преимущества перед неподвижными инструментами. Исключение пары плоских зеркал способствует улучшению качества изображения и значительному уменьшению рассеянного света. Телескоп может быть снабжен вторичной оптической системой для увеличения размеров изображения Солнца. Наиболее удачные снимки мелкомасштабных особенностей фотосферы были сделаны с помощью таких устройств на телескопах с апертурой 12—20 см. Этот метод применяется также для киносъемки протуберанцев и хромосферы через интерференционный фильтр.

Коронограф. Коронограф, изобретенный Лио в 1931 г., был сконструирован таким образом, чтобы исключить свет, рассеянный в инструменте. Коронограф предназначен для наблюдения короны в непосредственной близости к яркому краю Солнца. Небольшое количество пыли на объективе обычного телескопа, дифракция на краях отверстия объектива и несущественные дефекты в его стекле являются источниками диффузного рассеянного света, обычно в сотни раз более яркого, чем корона.

Устройство коронографа весьма просто (рис. 31). Основным компонентом является однолинзовый объектив, сделанный из высококачественного стекла, тщательно отполированного и очищенного. Остальные части системы более ординарны. Диск Солнца затемняется полированным коническим диском (искусственная Луна), а свет фотосферы, дифрагированный краем объектива, отсекается диафрагмой, ограничивающей изображение объектива, построенное особой линзой поля. Последняя строит изображение Солнца в фокальной плоскости. Можно наблюдать спектр короны, установив щель спектрографа в фокальной плоскости, или же получить снимки Солнца в зеленой линии, расположив соответствующий интерференционный фильтр позади фокусирующей линзы и спроецировав изображение Солнца на фотопленку или пластинку. Как правило, диаметр отверстия коронографа составляет 15 см и менее, а у большого коронографа достигает 40 см (рис. 32). Внутренняя система зеркал отражает свет через полую полярную ось в лабораторию, где изображение может быть направлено в большие анализирующие инструменты таким же образом, как в башенном телескопе. Фокусирующая линза исправляет хроматическую аберрацию объектива, и телескоп можно применять с равным успехом для наблюдений как диска, так и края Солнца. Снимки на рис. 18 и 24 сделаны с помощью такого телескопа и интерференционного фильтра.

Спектрограф. В современных солнечных спектрографах, применяющихся вместе с дисковыми телескопами, благодаря большой яркости изображения Солнца могут быть получены дисперсия 10^{-1} мм·нм$^{-1}$ и спектральное разрешение более 500 000. Для достижения этих характеристик необходимы большая длина фокуса (10—25 м) и превосходное качество дифракционной решетки, сочетающей большие размеры и точность нанесения штрихов.

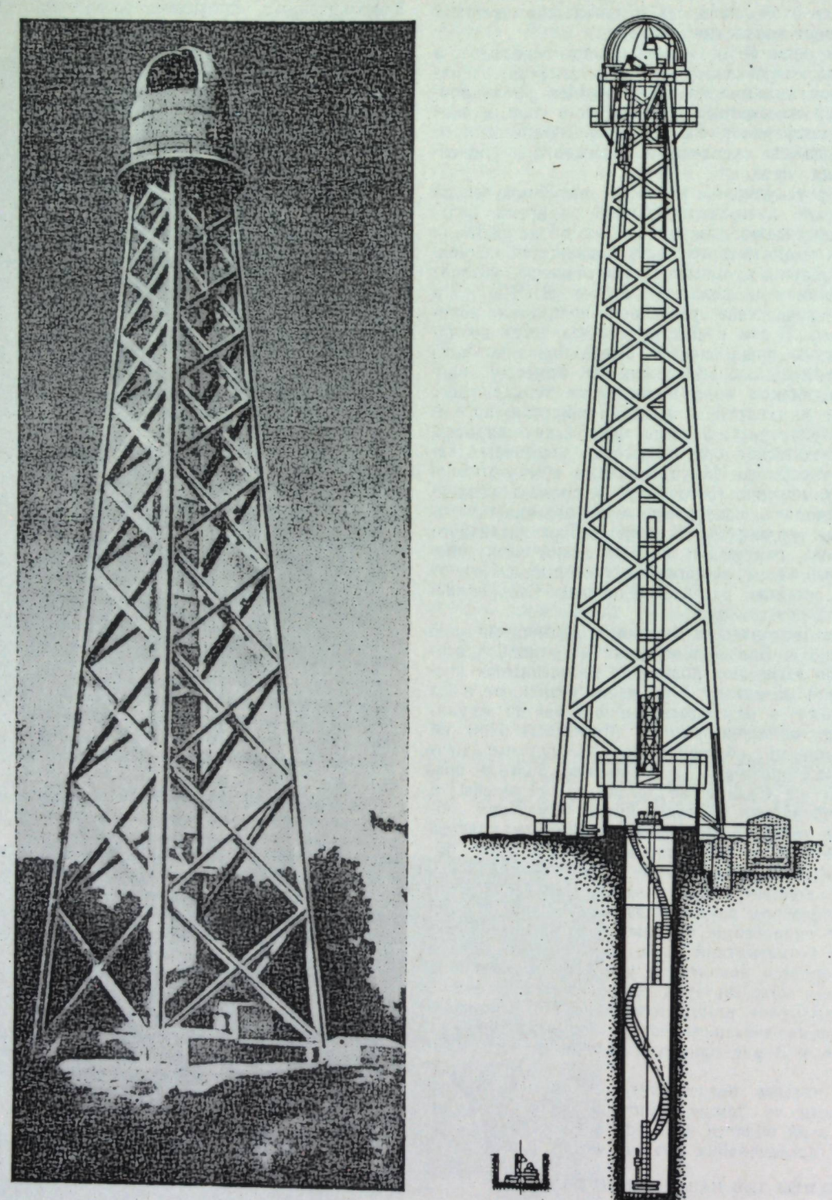


Рис. 30. 50-м башенный солнечный телескоп обсерватории Маунт-Уилсон с подземным вертикальным спектрографом.

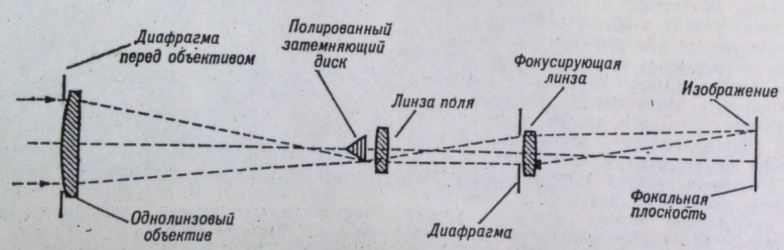


Рис. 31. Оптическая система коронографа.

Большие солнечные спектрографы обычно являются или автоколлимационными (типа Литтрова), или же отражающими, причем для коллиматора и камеры применяются длиннофокусные вогнутые зеркала (рис. 33). Они могут монтироваться или вертикально (в колодце), или горизонтально на бетонных столбах.

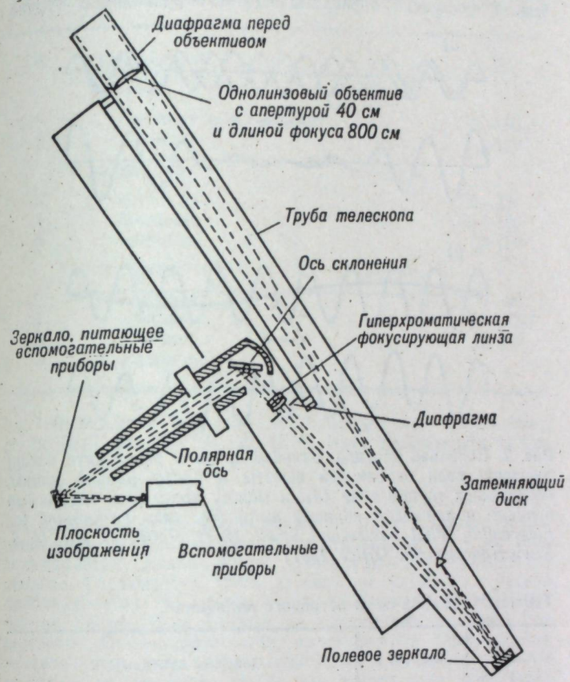


Рис. 32. Большой 40-см солнечный телескоп обсерватории Сакраменто-Пик.

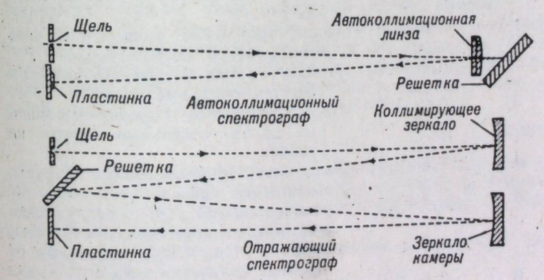


Рис. 33. Два вида солнечных спектрографов.
Горизонтальный масштаб сильно увеличен.

Оптический путь внутри большого спектрографа весьма велик, особенно внутри отражающего рефлектора. Основной недостаток инструментов такого типа — плохое качество изображения, вызванное конвекцией на пути лучей. Смелым решением является полное исключение воздуха путем помещения спектрографа в трубу, в которой создан вакуум. Такой вакуумный спектрограф очень успешно работает на обсерватории Макмас-Халберт. Спектрографы, применяемые вместе с коронографами для наблюдений на солнечном крае, обычно гораздо меньше и проще, а их средняя дисперсия составляет 10^{-2} м·нм$^{-1}$ и менее. Обычно это литтровские спектрографы с решеткой, длина фокуса которых равна примерно 200 см. Большей частью они настолько малы, что могут быть установлены на одной монтировке вместе с питающими их коронографами.

Спектрогелиограф. Спектрогелиограф и интерференционный фильтр позволяют получить довольно большой участок изображения Солнца на одной длине волны, которая обычно выбирается в центре линии H_α водорода или линий H и K ионизованного кальция. Благодаря тому что хромосфера непрозрачна на этих длинах волн, можно получить ее изображение. Спектрогелиограф — это сканирующий монохроматор, щель которого установлена в фокальной плоскости спектрографа, точно центрированного на линию H_α (или на любую другую длину волны), так что спектрограф пропускает свет только в этой линии. Изменения интенсивности изображения вдоль первой щели точно воспроизводятся на выходной щели. Имеется несколько типов сканирующих устройств, например с неподвижной оптикой (рис. 34). Монохроматор установлен на салазках, что позволяет осуществлять плавное движение в направлении дисперсии. Изображение Солнца от неподвижного телескопа падает на входную щель монохроматора. Свет в линии H_α, выходящий из второй щели, падает на неподвижную фотопластинку. Когда монохроматор движется по салазкам, первая щель сканирует изображение Солнца, а выходная щель соответственно сканирует фотопластинку. Таким образом, изображение Солнца в H_α непрерывно строится на фотопластинке. Изменяя положение второй щели, можно менять длину волны.

Интерференционный фильтр. Состоит из чередующихся слоев поляризующих пленок и пластинок, вырезанных из двоякопреломляющего кристалла (обычно кварца или исландского шпата). Вся совокупность пластинок пропускает свет в виде ряда тонких полос, расположенных на большом расстоянии друг от друга. Поляризаторы поглощают свет из всех промежуточных длинах волн. Для выделения нужной полосы и подавления других полос обычно используется стеклянный фильтр. Ширина полосы пропускания фильтров, служащих для наблюдения Солнца, обычно составляет 0,025—0,075 нм с центром на линии H_α. При наблюдениях на крае применяются полосы шириной до 1 нм для протуберанцев в H_α и около 0,2 нм для зеленой и красной корональных линий. Интерференционный фильтр достаточно компактен для того, чтобы его можно было применять в сочетании с обычным малым телескопом, но для изменения ширины полос и применяемых длин волн необходимо больше времени, чем при использовании более массивного спектрогелиографа. Последние годы применяются также интерферометры Фабри—Перо.

Харолд Зирин

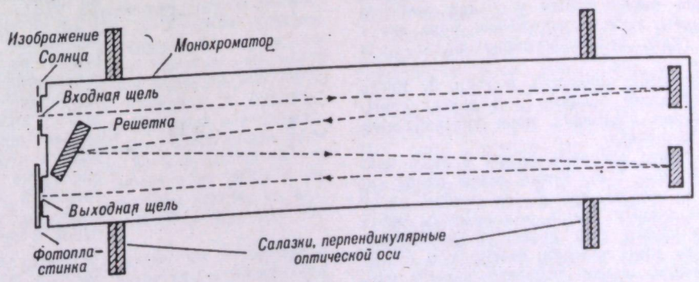


Рис. 34. Спектрогелиограф.

Лит.: G. Abetti, *The Sun*, rev. ed., 1957; D. E. Billings, *A Guide to the Solar Corona*, 1966; J. C. Brandt, *The Physics and Astronomy of the Sun and Stars*, 1966; M. A. Ellison, *The Sun and Its Influence*, 1956; G. P. Cuiper (ed.), *Solar System*, vol. 1, 1953; D. H. Menzel, *Our Sun*, rev. ed., 1959; E. Tandberg-Hanssen, *Solar Activity*, 1967; H. Zirin, *The Solar Atmosphere*, 1966.

Доп. лит.: Стратосфера и климат. Итоги науки и техники. Сер. мет. и клим.— М., 1981.

Состояние моря

Описание поверхности океана по типу волнения. Существует два типа волнения: ветровое и зыбь. Ветровое волнение образуется волнами, находящимися под непосредственным воздействием ветра, который их породил. К зыби относятся волны, не испытывающие такого воздействия. В настоящей статье описываются свойства ветрового волнения и зыби, а также их связь с состоянием моря.

Ветровые волны имеют нерегулярные и непредсказуемые формы (рис. 1 *а*). Длина гребней отдельных волн только в 2—3 раза превышает расстояние между ними, причем та-

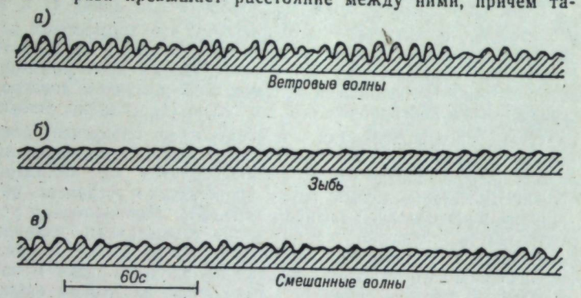


Рис. 1. Запись поверхностных волн. *(Из W. J. Pierson, Jr., et al., Observing and Forecasting Ocean Waves, H. O. Publ. no. 603, U. S. Navy Hydrographic Office, 1955)*

кие волны движутся обычно в направлении под углом до 20° к преобладающему направлению распространения волн. По мере роста волны образуют последовательные группы впадин и гребней. Длина таких волн в среднем в 12—35 раз больше их высоты. Высота волны лишь в редких случаях превышает 16 м. Внешний вид поверхности моря определяет состояние моря (табл. 1).[1]

Высота волнения зависит от силы и продолжительности ветра, а также от длины разгона (протяженности поверхности моря вдоль направления ветра). См. *Океанские волны.*

Зыбь. По мере того как ветровые волны из района, где они образовались, перемещаются в районы, где ветер слабее, полностью отсутствует или имеет противоположное направление, гребни становятся более округлыми и поверхность сглаживается (рис. 1 *б*). Эти волны более регулярны и предсказуемы, чем ветровые волны. Группы таких волн образованы волнами со сходными характеристиками. Длина волн обычно больше высоты в 35—200 раз.

Появление зыби свидетельствует о том, что на некотором удалении действует (или действовал) сильный ветер. Считается, что длиннопериодные волны, распространяющиеся вдоль побережья южной части Калифорнии, проходят расстояние более 8000 км от районов их образования в южной части Тихого океана. Зыбь обыкновенно ощущается по бортовой качке судна. При определенных условиях особенно длинные и высокие волны зыби в спокойном море могут приводить к тому, что судно будет регулярно черпать воду бортом.

Классификация волн зыби приведена в табл. 2. Когда зыбь замаскирована ветровыми волнами и в других сложных случаях, для описания состояния моря употребляется градация «смешанное волнение».

Смешанные волны. Часто ветровые волны и зыбь присутствуют одновременно (рис. 1 *в*). Когда волны одной системы накладываются на волны другой, их гребни могут совпадать и увеличивать высоту волны, или впадины могут совпадать с гребнями и гасить друг друга, создавая плоские участки (рис. 2). При этом явлении, называемом интерференцией, результирующие волны особенно нерегулярны. Когда волновые системы пересекают друг друга под значительным углом, образуются внешне несвязанные пики и впадины, называемые «cross sea».

Обрушивание волн. Сильные ветры (скорость более 6 м·с$^{-1}$) в открытом море иногда приводят к быстрому растанию крутизны волн. По мере того как отношение высоты волны к длине увеличивается, частицы воды, находящиеся на гребне, начинают двигаться быстрее, чем сам гребень, и последний опрокидывается с образованием буруна.

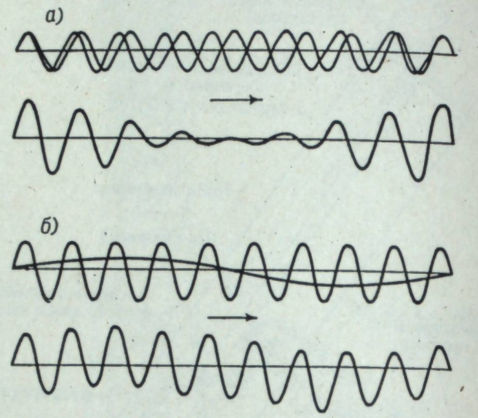


Рис. 2. Волновая картина, получающаяся в результате интерференции волн одинаковой высоты и почти равной длины, образующих группу волн (*а*), и между короткими ветровыми волнами и длинными волнами зыби (*б*). *(Из Techniques for Forecasting Wind Waves and Swell, H. O. Publ. no. 604, U. S. Navy Hydrographic Office, 1951)*

Таблица 1. Шкала силы ветрового волнения [1]

Балл	Высота, м	Описание поверхности
0	0	Штиль, поверхность зеркально-гладкая
1	0—0,3	Тихое, маленькие волны или рябь в виде чешуи, но без гребней
2	0,3—0,9	Легкое, гребни не опрокидываются и кажутся стекловидными
3	0,9—1,5	Слабое, короткие хорошо выраженные волны, отдельные буруны на гребнях
4	1,5—2,4	Умеренное, многочисленные буруны; возможные брызги
5	2,4—3,6	Сильное, волны начинают громоздиться; непрерывное барунообразование; пена с бурунов время от времени сдувается ветром
6	3,6—6,0	Очень сильное, волны растут на глазах; обширные буруны, с которых пена ложится плотными полосами по ветру
7	6,0—12	Шторм, волны громоздятся, длинные вспененные гребни, которые непрерывно разрушаются; поверхность моря становится белой от пены, срываемой с гребней, может ухудшиться видимость
8	⩾12	Сильный шторм, волны настолько высоки, что во впадине суда скрываются из вида; ветер срывает все гребни, и море полностью покрыто полосами пены; воздух насыщен пеной и брызгами, видимость значительно ухудшается
9		Жестокий шторм, волны пересекают друг друга по многим направлениям, развивается сложная интерференционная картина (последнее возможно и при волнении 5—8 баллов)

[1] Заимствовано с изменениями из *Instruction Manual for Oceanographic Observations*, H. O. Publ. no. 607, 2d ed. U. S. Navy Hydrographic Office, 1955.

[1] С 1953 г. в СССР введена единая девятибалльная шкала силы волнения (см. доп. лит.). *(Прим. пер.)*

Таблица 2. Шкала силы зыби [1]

Балл	Описание	Высота, м	Длина, м
0	Отсутствует	0	0
	Слабая	0,3—1,8	
1	короткая или средняя		0—180
2	длинная		⩾180
	Умеренная	1,8—3,6	
3	короткая		0—90
4	средняя		90—180
5	длинная		⩾180
	Высокая	⩾3,6	
6	короткая		0—90
7	средняя		90—180
8	длинная		⩾180
9	Смешанная		

[1] *Instruction Manual for Oceanographic Observations*, H. O. Publ. no. 607, 2d ed., U. S. Navy Hydrographic Office, 1955.

Прибой. Когда волна движется над постепенно повышающимся дном, движение воды ограничивается и цуг волн складывается. Длина волны увеличивается, а высота несколько уменьшается, пока глубина не становится равной приблизительно $^1/_6$ длины волны в открытом море. Затем быстро растет, пока гребень не заворачивается и не обрушивается. Высота волн зыби, выходящей на берег, обычно увеличивается перед обрушиванием, в то же время ветровые волны часто настолько круты, что высота этих волн перед обрушиванием если и увеличивается, то незначительно. По этой причине зыбь, которая в открытом море скрыта ветровыми волнами, часто определяет период прибоя.

Зона прибоя. Зоной прибоя называют прибрежный участок моря, простирающийся от берега до линии, где начинается обрушивание волн. Во время сильного волнения отделить прибрежный прибой от бурунов в открытом море за зоной прибоя иногда невозможно.

Нийл А. Бенфер

Лит.: W. Bascom, *Waves and Beaches: The Dynamics of the Ocean Surface*, 1964; H. J. McLellan, *Elements of Physical Oceanography*, 1966; G. Neumann and W. J. Pierson, Jr., *Principles of Physical Oceanography*, 1966.

Доп. лит.: Егоров Н. И. Физическая океанография. 2-е изд.— Л., 1974.

Средиземное море

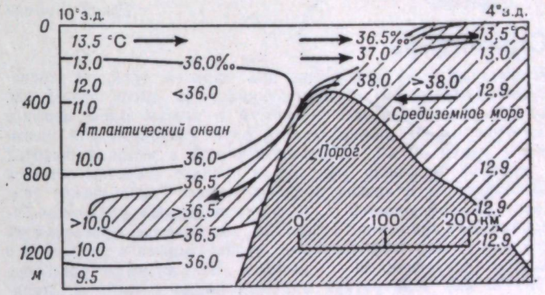
Средиземное море расположено между Европой, Малой Азией и Африкой. С другими бассейнами оно соединяется Гибралтарским проливом, Босфором и Суэцким каналом. Ширина Гибралтарского пролива составляет 21 км на границе с Черным морем (от м. Румели до м. Анадолу) его ширина достигает 3,2 км. Длина Суэцкого канала — искусственного сооружения, соединяющего Средиземное море с Красным,—140 км, ширина — около 90 м и глубина —11 м. По широте Средиземное море простирается от 30°15′ с. ш. в зал. Сидра до 45°47′ с. ш. в Триестском заливе, по долготе — от 5°21′ з. д. (м. Европа) до 36°12′ в. д. в зал. Искендерон.

Средиземное море условно разделяют на восточный и западный бассейны, соединяющиеся Тунисским и Мессинским проливами. Ширина Тунисского пролива между м. Эт-Тиб (Тунис) и Сицилией составляет 124 км, а Мессинского (между м. Соттиле, Сицилия, и Апеннинским полуостровом) — только 2,7 км.

К западному бассейну относятся Альборанское море (расположено западнее м. Гата, Испания, и названо по о. Альборан), Балеарское, или Иберийское, море (между Испанией и Балеарскими островами), Лигурийское море (залив севернее Корсики) и Тирренское море (расположено между Корсикой, Сардинией, Сицилией и Апеннинским полуостровом). Восточный бассейн включает в себя Адриатическое море (между Италией до «каблука сапога» (м. Санта-Мария-ди-Леука) и Балканским полуостровом севернее о. Керкира), Ионическое море (расположено южнее Адриатического моря между Сицилией и Грецией), Эгейское море (расположено между о-вами Китира, Андикитира, Крит, Карпатос и Родос и пр. Дарданеллы) и Мраморное море (ограничено пр. Дарданеллы и Босфор).

В Средиземном море много островов, особенно в Ионическом море и на востоке Тирренского и Адриатического морей. Самые крупные острова — Сицилия (25 710 км²), Сардиния (24 040 км²), Кипр (9 250 км²), Корсика (8 720 км²) и Крит (8 380 км²).

Общая площадь Средиземного моря составляет 2 501 000 км², а средняя глубина — 1536 м. Наибольшая глубина западной части — 3719 м в Тирренском море, а восточной — 5530 м в Ионическом море на расстоянии примерно 56 км от материковой части Греции. Адриатическое море в основном расположено на шельфе, однако в его южной части есть котловина с наибольшей глубиной 1315 м. Глубина порогов Гибралтарского и Сицилийского проливов составляет около 300 м.



Вертикальное распределение температуры и солености на разрезе через Гибралтарский пролив по 36° с. ш., по Дж. Скотту, 1944. *(Из G. Dietrich and K. Kalle, Allgemeine Meereskunde, eine Einführung in die Oceanographie, Gebrüder Borntrager, Berlin, 1957)*

Стрелками показаны основные потоки.

Атлантический прилив через Гибралтарский пролив не проходит. Приливы в Средиземном море преимущественно полусуточные. И в восточной, и в западной частях существуют системы стоячих волн с узловыми линиями соответственно от Барселоны к Беджайе и от зал. Керме через о. Китиру к Тобруку. Амплитуда прилива всюду составляет около 30 см. В Тунисском и Мессинском проливах полная вода наступает точно в противофазе, что приводит к сильным приливным течениям, особенно в узком Мессинском проливе, где по древнегреческой мифологии обитали два чудовища Сцилла и Харибда. В Адриатическом море существуют приливы, достигающие высоты 1 м и более, с амфидромической точкой около 43° с. ш., 15° в. д.

Испарение над Средиземным морем в целом значительно превышает осадки и речной сток, вследствие этого соленость поверхности моря выше, чем в Атлантике, и увеличивается от 36,50‰ и менее в Гибралтарском проливе до 39,00‰ и более на самом востоке. В южных и восточных заливах температура поверхности моря летом достигает 27—28 °С, хотя в среднем она составляет 21—25 °С. Зимой в северной части Адриатики температура поверхности моря может опускаться до 8 °С, в то время как в районе Египта и Сирии она не бывает ниже 16 °С.

Подповерхностные воды целиком формируются в самом Средиземном море, так как порог, отделяющий его от Атлантики, мелкий. В верхнем 600-м слое максимум солености равен 38,60—39,90‰, а температура — 14 °С и выше. Эти воды образуются на поверхности главным образом под влиянием испарения. Глубинные воды формируются зимой в северной части в результате зимнего охлаждения; температура этих вод на 1 °С ниже, а соленость на 0,20—0,30‰ меньше, чем подповерхностных. Температура глубинных вод восточного бассейна на 0,5 °С выше, а соленость на 0,25‰ выше, чем глубинных вод западного.

Превышение испарения над осадками в Средиземном море формирует поверхностное течение атлантических вод

через Гибралтарский пролив. Плотность подповерхностных вод Средиземного моря выше плотности атлантических вод на той же глубине. Это является причиной возникновения поверхностного течения, выходящего из Средиземного моря и опускающегося по материковому склону. Воды этого течения можно обнаружить в Атлантике на расстоянии тысяч миль. Расход воды в нем в 15 раз превышает испарение с поверхности, таким образом, через Гибралтарский пролив входит около $1{,}75 \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$. Этот приток обновляет весь объем моря ($3{,}842 \cdot 10^6$ км^3) примерно за 70 лет (см. рисунок).

Международная комиссия по научному исследованию Средиземного моря объединяет большинство стран, участвующих в океанографическом изучении Средиземного моря. Штаб-квартира этой комиссии находится в Океанографическом музее, Монако. См. *Атлантический океан, Красное море.*

Джон Лайман

Стратосфера

Устойчивый слой атмосферы над верхней границей тропосферы (10—16 км), простирающийся до высот 50—55 км, на которых отмечается максимум в вертикальном профиле температуры. В нижней стратосфере, расположенной на высотах менее 30 км, температура зимой в высоких широтах с высотой медленно убывает, в средних широтах остается постоянной, а в низких широтах растет. Самая низкая температура наблюдается над экваториальными областями. Атмосферные движения в нижней стратосфере определяются тропосферными возмущениями, проникающими в этот слой и быстро затухающими с высотой. В верхней стратосфере (30—50 км) температура в общем растет с высотой, достигая над полюсами 290 К в летнем полушарии и около 250 К в зимнем полушарии. Летом в стратосфере преобладает устойчивый восточный перенос, а зимой формируются крупномасштабные циркуляционные системы и возникает западное струйное течение «на краю полярной ночи». В конце зимы и весной в нижней стратосфере под воздействием этих систем происходят значительные изменения температуры, известные как «внезапные потепления», и наблюдается заметное увеличение концентрации малых газовых составляющих (озона и радиоактивных примесей). Обнаруженное явление отчетливой периодической смены направления ветра в низких широтах от западного к восточному с периодом около 26 мес пока еще не нашло достаточно убедительного объяснения.

Характерной особенностью химического состава стратосферы является наличие образующегося в результате фотохимических процессов слоя озона (с максимальным отношением смеси порядка 10^{-5} на высоте около 35 км) и чрезвычайно низкое содержание водяного пара (отношение смеси составляет приблизительно $2 \cdot 10^{-6}$). Особенности распределения температуры в стратосфере во многом могут быть объяснены на основе теории радиационного равновесия с учетом поглощения радиации в атмосфере малыми примесями — озоном, углекислым газом и водяным паром.

Р. Дж. Маргетройд

Струйное течение

Относительно узкий, быстро движущийся воздушный поток, отчетливо выделяющийся на фоне более медленных движений. Струйные течения наблюдаются главным образом в зоне преобладающих западных ветров над нижней тропосферой; в большинстве случаев максимальной интенсивности (как по скорости, так и по расходу) они достигают вблизи тропопаузы. В наши дни местоположение и интенсивность струйного течения могут существенно влиять на полеты самолетов, так как для струйного течения характерны высокие скорости ветра на оси и ее резкие пространственные перепады на периферии. Положение струйного течения совпадает с положением области максимального температурного градиента между холодными и теплыми массами воздуха, и поэтому оно, как правило, связано с областями наиболее интенсивных гроз в нижней тропосфере; однако некоторые участки струйного течения приходятся и на совершенно безоблачные районы. См. *Турбулентность при ясном небе.*

Характеристики. Конкретные характеристики струйного течения различны для мгновенной картины течения и осредненной циркуляции, причем осреднение может производиться только по времени или по времени и пространству.

Если зимнюю циркуляцию в северном полушарии осреднить по времени и долготе, то западное струйное течение окажется на высоте примерно 13 км около 25° с. ш. Осредненная скорость ветра на оси равна примерно 41 м$\cdot$с$^{-1}$. Летом это течение смещается к полюсу, к 42° с. ш., и располагается на высоте примерно 12 км; его максимальная скорость 15 м$\cdot$с$^{-1}$. И летом, и зимой скорость, равная половине максимальной, прослеживается примерно на 15° с. ш. к югу от оси, на 20° с. ш. к северу и на 5—10 км выше и ниже оси течения.

Если зимнюю циркуляцию осреднить только по времени, то интенсивность и положение западного струйного течения меняется от одного сектора северного полушария к другому. Его наиболее интенсивный участок (с максимальной скоростью около 50 м$\cdot$с$^{-1}$) приходится на западную окраину северной части Тихого океана, примерно на 22° с. ш. Не столь высокий максимум — около 40 м$\cdot$с$^{-1}$ — обнаружен на 35° с. ш. над восточным побережьем Северной Америки и на 21° с. ш. над Восточной Сахарой и Аравийским морем. Летом максимумы обнаружены на 46° с. ш. над районом Великих озер, на 40° с. ш. над западной частью Средиземного моря и на 35° с. ш. над центром северной части Тихого океана. Экстремальные скорости здесь равны 21—23 м$\cdot$с$^{-1}$. Ширина этих струйных течений, определяемая расстоянием от оси до того места, где скорость равна половине осевой, только слегка превышает ширину струйного течения, осредненного по времени и пространству. Зимой и летом на любой долготе эти струйные течения располагаются на высоте 11—14 км.

Изменчивость. Положение струйного течения ото дня ко дню испытывает значительные изменения. Особенно велики они в западных секторах Северной Америки и Европы. Именно по этой причине в названных районах осреднение по времени струйных течений нельзя считать достаточно надежным. Кроме того, имеет место большая изменчивость интенсивности струйных течений по всему полушарию. Зимой в отдельные дни скорость ветра на оси струйного течения может превышать 103 м$\cdot$с$^{-1}$ на участках длиной в сотни километров вдоль направления ветра. Горизонтальные градиенты ветра в направлении, перпендикулярном струйному течению, часто достигают 9,25 м$\cdot$с$^{-1}$ на 100 км вправо от направления струйного течения и 27,8 м$\cdot$с$^{-1}$ на 100 км влево от него. Вертикальные градиенты у оси струи часто составляют 3,4 м$\cdot$с$^{-1}$ на 100 м. В основном средние суточные струйные течения имеют западное направление, но в средних и высоких широтах могут возникать северные, южные и даже восточные струйные течения, если в западном переносе гребни и ложбины выражены особенно резко или если в верхних слоях наблюдаются чрезвычайно интенсивные циклоны или антициклоны.

Недостаток данных по южному полушарию не позволяет составить подробную картину струйных течений, но есть основания полагать, что основные характеристики весьма сходны с аналогичными в северном полушарии. Однако, как кажется, суточная изменчивость струйных течений в южном полушарии не столь велика, как в северном.

Вероятно, в обоих полушариях в зимней стратосфере на высоте более 20 км появляются интенсивные струйные течения. Однако скудность имеющихся данных не позволяет определить точное местоположение или выполнить детальное описание этого явления. См. *Атмосфера, Воздушная масса, Геострофический ветер, Гроза.*

Фредерик Сандерс

Температура воздуха

Температура воздуха характеризует кинетическую энергию молекулярных движений, осредненную по малой области. Она определяется с помощью стандартного или эталонного термометра, находящегося в термическом равновесии с воздухом.

Измерение. Для измерения температуры воздуха используются термометры различных типов. Принцип действия большинства из них основан либо на расширении ртути с повышением температуры, либо на зависимости электрического сопротивления от температуры, либо на термоэлектрическом эффекте (термопара). Электрические методы особенно эффективны при автоматической записи температуры. Основные проблемы всех методов измерения заключаются в обеспечении максимально возможной близости температуры термометра к температуре воздуха. Наиболее существенные трудности при измерениях в атмосфере возникают из-за нагревания или охлаждения термометра вследствие лучистого теплообмена с другими телами, имеющими иную температуру, и прежде всего из-за нагрева термометра солнечной радиацией. Важным практическим требованием является также репрезентативность измерений температуры, понимаемая как степень соответствия полученной информации температуре гораздо больших объемов, чем объем термометра. Считается, что перечисленным выше требованиям удовлетворяют хорошо известные стандартные измерения температуры воздуха в защищенной жалюзями метеорологической будке, расположенной на высоте около 2 м над поверхностью почвы. Эти измерения производятся стеклянным ртутным термометром, который вследствие своей термической инерции показывает значения температуры, осредненные приблизительно за 1 мин. См. *Метеорологические приборы.*

Причины изменений. Температура заданной массы воздуха изменяется со временем t вследствие притока или оттока тепла, а также вследствие работы, совершаемой при изменениях ее объема, согласно формуле

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_v}\left(\frac{dh}{dt} - P\frac{d\alpha}{dt}\right) \qquad (1)$$

или

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p}\left(\frac{dh}{dt} + \frac{1}{\rho}\frac{dP}{dt}\right). \qquad (2)$$

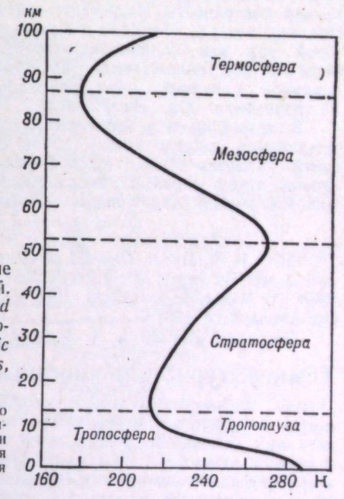
Здесь h — добавляемое тепло, P — давление, ρ — плотность, α — величина, обратная ей (удельный объем), c_v и c_p — удельная теплоемкость соответственно при постоянном объеме и при постоянном давлении. Приток или отток тепла может быть обусловлен различными процессами, наиболее важными из которых являются поглощение и излучение радиации, теплопроводность и изменения фазового состояния воды, которые сопровождаются выделением тепла при конденсации и замерзании или поглощением тепла при испарении. В верхней атмосфере, примерно выше 20 км, существенны также фотохимические изменения, возникающие, в частности, при превращении молекулярного кислорода в атомарный под влиянием ультрафиолетовой радиации, который затем рекомбинирует с молекулярным кислородом и образует озон. Вследствие изменения давления воздуха с высотой поднятие или опускание воздуха вызывает его расширение или сжатие и таким образом, в соответствии с формулой (1) или (2), изменения температуры, обусловленные работой расширения. Наглядным примером повышения температуры вследствие опускания воздуха с более высоких уровней является чинук, теплый ветер, который зимой иногда дует вниз по восточному склону Скалистых гор.

Медленные изменения температуры в ее годовом ходе обусловлены главным образом совместным влиянием радиационного и турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью, температура которой также изменяется под влиянием солнечной радиации и радиационного обмена с атмосферой. Суточный ход температуры, имеющий меньший временной масштаб, зависит от тех же процессов. См. *Давление воздуха, Общая циркуляция атмосферы, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Скорость изменения температуры в заданной точке, т. е. температуры, измеряемой неподвижным термометром, зависит как от движения воздуха, так и от описанных выше процессов. Значительные изменения температуры ото дня ко дню обусловливаются главным образом горизонтальным движением воздуха, приносящим в конкретную точку относительно холодные или теплые воздушные массы при перемещении крупномасштабных полей давления и ветра, показанных на картах погоды. См. *Воздушная масса.*

Температура вблизи земной поверхности. Ежедневно температура измеряется в один или несколько фиксированных моментов времени. Кроме того, экстремальные в течение суток значения температуры получают по данным специальных максимальных и минимальных термометров или снимают с кривой (термограммы) непрерывной записи термографа. В Соединенных Штатах среднее из этих двух экстремумов рассматривается в качестве средней суточной температуры. Истинное среднее суточное значение, полученное по термограмме, хорошо аппроксимируется средним арифметическим из 24 ежечасных наблюдений, но может отличаться от среднего между максимальной и минимальной температурой на 0,5—1 °С. Во многих странах температуру измеряют ежедневно в три или четыре фиксированных момента времени, выбранных так, чтобы их взвешенное среднее близко аппроксимировало истинное среднее суточное значение. Эти различия в сроках наблюдений и в экспозиции термометров затрудняют сравнение данных о температуре, полученных различными странами, а также исследования возможных изменений климата.

Средние многолетние значения ежедневных максимумов и минимумов температуры для отдельного месяца дают средний максимум и минимум для этого месяца. Среднее из этих значений принимается за среднюю месячную температуру, а их разность — за средний диапазон изменений в суточном ходе температуры для этого месяца. Осреднением средних месячных температур за год получают среднюю годовую температуру. Разность между средними температурами самого теплого и самого холодного месяцев представляет собой величину, близкую к удвоенной амплитуде годового хода температуры. Самая высокая и самая низкая



Среднее распределение температуры с высотой. (*По R. G. Fleagle and J. A. Businger, An Introduction to Atmospheric Physics, Academic Press, 1963*)

Следует иметь в виду, что применяются различные определения стратосферы и мезосферы: иногда верхняя часть стратосферы считается нижней частью мезосферы.

температуры в течение месяца являются месячными экстремумами. Их средние за многолетний период дают средние месячные максимум и минимум (широко используемые в Канаде), в то время как абсолютными экстремумами для месяца (или года) являются самая высокая и самая низкая температура, когда-либо наблюдавшиеся. Межсуточной изменчивостью температуры называют среднее из последовательных разностей средней суточной температуры, вычисленное без учета их знака.

Над океанами средний суточный и годовой ход температуры, а также ее межсуточная изменчивость выражены слабо, поскольку вода поглощает радиацию, а тепло распределяется в значительном по толщине слое воды. В тропических районах над сушей межсуточная изменчивость и годовой ход также малы, так как годовой ход приходящей радиации сравнительно невелик. Суточный ход температуры также мал во влажных тропических районах, но может быть велик в пустынях, где его амплитуда достигает 25 °С. Межсуточная изменчивость и годовой ход обычно возрастают с широтой, а также с удалением от океана. Средний диапазон изменений в годовом ходе температуры характеризует степень континентальности места. Суточный ход зависит от увлажнения почвы, высоты местности и полуденной высоты солнца.

Абсолютные экстремумы температуры вызывают большой интерес у широкой публики и часто приводятся без критической оценки, несмотря на возможные ошибки различного рода, связанные с применяемыми приборами, их установкой и методикой наблюдений. И часто приводимый абсолютный максимум температуры 57 °С для Соединенных Штатов в Долине Смерти, штат Калифорния (10 июля 1913 г.), и мировой абсолютный максимум 58 °С в Азии, в Триполи (13 сентября 1922 г.) являются сомнительными. В последующие годы самая высокая температура, отмеченная в Долине Смерти, была лишь 53 °С, а рекордное значение в Азии было зафиксировано экспедицией, а не на обычной станции. Самые низкие температуры в северном полушарии зарегистрированы —67,6 °С в Верхоянске (5 и 7 февраля 1892 г.) и —67,7 °С в Оймяконе (6 февраля 1933 г.), расположенных в Сибири; —66 °С в Нортайсе в Гренландии (9 января 1954 г.); —63 °С в Снэге, на территории Юкон в Канаде (3 февраля 1947 г.); —57 °С в ущелье Род-

жерса, штат Монтана (20 января 1954 г.) (это значение является рекордным для Соединенных Штатов). При первой зимовке на станции Восток (70°27′ ю. ш., 106°52′ в. д.) наблюдалась минимальная температура —87 °С (25 августа 1958 г.), а во время третьей зимовки —88° С (24 августа 1960 г.), что значительно ниже температуры на американской станции, расположенной на Южном полюсе.

Изменение по вертикали. На рисунке показано среднее изменение температуры по вертикали в атмосфере. Видно, что атмосфера разделяется на несколько слоев, характеризующихся различным изменением температуры с высотой. Уменьшение температуры с высотой в самом нижнем слое, тропосфере, обусловлено главным образом наличием источника тепла, которым является нагретая солнечной радиацией земная поверхность. Нагревание снизу сжимаемой среды, такой, как воздух, приводит к понижению температуры с высотой, так как поднимающиеся массы воздуха, согласно формуле (2), охлаждаются при расширении. Это является основной причиной уменьшения температуры с высотой в тропосфере. См. *Атмосфера.*

В мезосфере и в выше расположенных слоях основным механизмом, определяющим изменение температуры с высотой, является обмен тепловой энергии между различными слоями путем излучения и поглощения инфракрасной радиации. См. *Инсоляция, Радиация.*

Раймонд Дж. Деланд

Лит.: H. R. Byers, *General Meteorology*, 1974; R. G. Fleagle and J. A. Businger, *An Introduction to Atmospheric Physics*, 1963; A. Miller, *Meteorology*, 1976; O. G. Sutton, *Challenge of the Atmosphere*, 1961.

Доп. лит.: Хргиан А. Х. Физика атмосферы.— Л., 1978.

Температурно-влажностный индекс

Индекс, предложенный Бюро погоды США в качестве параметра, являющегося мерой комфортности (или дискомфорта) погодных условий в теплый сезон года и характеризующий состояние атмосферы по температуре и влажности. Значения этого индекса изменяются в основном от 70 до 80. Температурно-влажностный индекс $I_{тв}$, который раньше назывался индексом дискомфорта, определяется следующим образом:

$$I_{тв} = 0{,}4\,(t_с + t_{см}) + 15,$$

где $t_с$ и $t_{см}$ — температуры сухого и смоченного термометров в градусах Фаренгейта.

Когда индекс равен 70, практически все люди находятся в комфортных условиях; когда индекс равен 80, наблюдается состояние полного дискомфорта; при индексе равном 75 примерно половина населения удовлетворена погодными условиями. Индекс дает полезную информацию при прогнозе и распределении нагрузок на энергетические системы, которые зависят от работы оборудования для кондиционирования воздуха. См. *Градусо-день, Психрометрия.*

Теодор Баумейстер

Лит.: American Society of Heating, Refrigeration, and Air-Conditioning Engineers, *Guide and Data Book*, 1964, 1965.

Тепловой баланс системы Земля—атмосфера

Обмен тепловой энергией между системой Земля—атмосфера и космическим пространством состоит в получении, перераспределении и трансформации тепла, получаемого от Солнца, равно как и в превращении и перераспределении инфракрасной радиации, излучаемой поверхностью Земли и атмосферой. Один квадратный метр земной поверхности, перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии от Земли до Солнца получал бы 1367 Вт лучистой энергии при отсутствии ослабляющего влияния атмосферы. Эта величина называется солнечной постоянной и определяется только излучением Солнца и расстоянием от него до Земли. В настоящее время с помощью измерений со спутников и космических кораблей исследуется вопрос о том, насколько эта величина постоянна.

Поскольку площадь поверхности сферы в четыре раза больше площади ее большого сечения, квадратный метр верхней границы земной атмосферы получает в среднем только около 350 Вт солнечной энергии, причем 30 % этой энергии отражается и рассеивается обратно в космическое пространство главным образом из-за наличия облаков. Эта доля отраженной и рассеянной энергии, выраженная в относительных единицах, называется планетарным альбедо. (Альбедо Марса и Луны меньше, чем альбедо Земли, а альбедо Венеры больше.) Таким образом, 70 % поступающей солнечной энергии поглощается системой Земля—атмосфера, в первую очередь Землей, и в частности океанами, которые занимают около 70 % поверхности планеты и обладают малым альбедо. Поступающая на Землю солнечная энергия поглощается растениями, расходуется на испарение, трансформируется в длинноволновое излучение земной поверхности и передается в атмосферу в процессе турбулентного обмена и упорядоченной конвекции. Облака и различные газы в атмосфере также поглощают часть солнечной энергии, которая расходуется на нагревание воздуха и на испарение облачных капель. См. *Метеорологическая оптика, Солнечная энергия.*

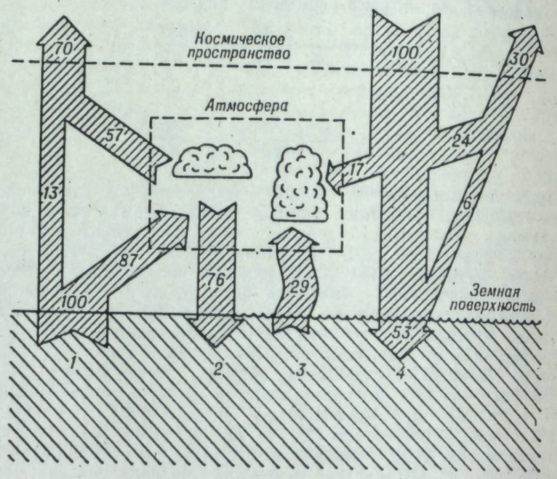


Рис. 1. Осредненные по земному шару компоненты радиационного и теплового балансов системы Земля—атмосфера.

1 — длинноволновая радиация, излучаемая земной поверхностью; *2* — длинноволновая радиация, поступающая к земной поверхности; *3* — турбулентные потоки тепла и теплоты фазовых переходов воды; *4* — поглощенная солнечная радиация.

Энергетическое равновесие системы обусловлено тем, что поступление энергии от Солнца компенсируется потерями длинноволновой радиации, излучаемой Землей и атмосферой в космическое пространство. Поскольку не наблюдается ни нагревания, ни охлаждения Земли в целом, можно предположить, что каждый квадратный метр верхней границы системы Земля—атмосфера теряет энергию с интенсивностью 245 Вт (70 % от 350 Вт). Альбедо этой системы, а также излучаемая в космическое пространство длинноволновая радиация были измерены с метеорологических спутников с помощью специальных радиометров. Такого рода измерения продолжают регулярно выполняться для того, чтобы выяснить, наблюдается ли потепление или похолодание во всей системе Земля—атмосфера и в ее отдельных частях. Если планета в целом получает или теряет энергию, следует ожидать изменений глобального климата. Нарушения же теплового баланса только в отдельных областях могут привести к региональным изменениям климата, которые зависят от переносов тепла воздушными и океанскими течениями. См. *Взаимодействие океана и атмосферы, Земное излучение.*

Современные данные о составляющих теплового баланса приведены на рис. 1. Если принять среднее значение приходящей солнечной радиации (350 Вт·м$^{-2}$) за 100 %, то окажется, что 25 % отражается и рассеивается обратно в космическое пространство облаками и газами атмосферы, а 6 % — поверхностью Земли (сушей и океанами); около 17 % поглощается облаками и атмосферными газами; остальные 53 % поглощаются поверхностными слоями Земли.

Принимая за 100 % количество длинноволновой радиации, излучаемой поверхностью Земли, получаем, что 87 % (основная часть) поглощается облаками и атмосферными газами, а остальные 13 % теряются в космическом пространстве. Атмосфера излучает радиацию как в космос (57 %), так и в обратном направлении — к земной поверхности (76 %). Таким образом, атмосфера теряет тепло за счет радиационных процессов, а поверхностные слои Земли его приобретают, но радиационный обмен системы Земля—атмосфера с внешним пространством остается сбалансированным. (В этом можно убедиться, просуммировав все потери и притоки тепла в отдельных областях земного шара, показанные на рис. 2.) Для того чтобы атмосфера не выхолаживалась, а Земля не перегревалась, необходимо, чтобы 29 % тепловой энергии передавались от земной поверхности в атмосферу как в явном виде, так и в виде теплоты фазовых переходов воды. Этот процесс реализуется с помощью турбулентного обмена, упорядоченной конвекции, испарения и конденсации.

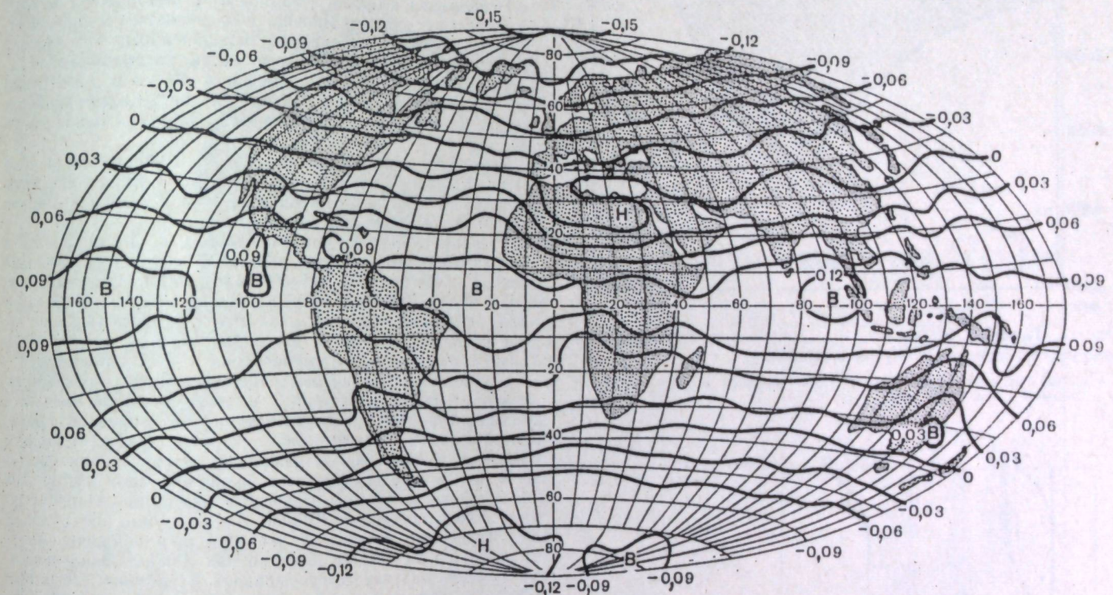


Рис. 2. Распределение средних годовых значений радиационного баланса (кал·см$^{-2}$·с$^{-1}$) по данным измерений со спутников за 1962—1970 гг.

B — максимум, H — минимум.

Поскольку характеристики системы Земля—атмосфера меняются от экватора к полюсу и при переходе от пустынь к океану, радиационный баланс системы также обладает пространственной изменчивостью. На рис. 2 изображено распределение радиационного баланса системы Земля—атмосфера по земному шару, полученное по данным измерений со спутников. Изолинии проведены через 0,03 кал·см$^{-2}$·мин$^{-1}$ (20,9 Вт·м$^{-2}$). Как видно из этого рисунка, полярные области теряют в среднем за год больше энергии, чем получают из внешнего пространства (отрицательные значения радиационного баланса). Тропические области получают больше тепловой энергии, чем теряют. Ее избыток переносится потоками воздуха и океанскими течениями в полярные области, что компенсирует отрицательный радиационный баланс в этих районах. Перечисленные виды теплообмена и являются основными факторами, формирующими погоду на Земле. См. *Парниковый эффект.*

Томас Х. Вондер Хаар

Лит.: H. G. Houghton, On the annual heat balance of the Northern Hemisphere, *J. Meteorol.*, 11(1): 1—9, 1954; T. H. Vonder Haar, Natural variation of the radiation budget of the earth-atmosphere system as measured from sattellites, *Conference on Atmospheric Radiation of the American Meteorological Society, Boston*, pp. 211—221, 1972; T. H. Vonder Haar and V. E. Suomi, Sattellite observations of the Earth's radiation Budget, *Science*, 163; 667—669, 1969.

Доп. лит.: Будыко М. И. (ред.) Тепловой баланс Земли.— Л., 1978.

Термоклин

Слой морской воды, в котором температура падает с глубиной быстрее, чем в выше- и нижележащих слоях. Подобные слои являются практически постоянной особенностью температурной структуры океана, а их глубина и мощность сильно зависят от сезона, широты, долготы, а также от местных условий. Поскольку трехмерная температурная структура оказывает большое влияние на ряд явлений в океане (например, распространение звука), изучение природы и поведения термоклина имеет не только экономическое, но и оборонное значение. Обычно выделяют два типа термоклинов: главный и сезонный. Помимо этих типов, часто наблюдаются мелкие термоклины или подобные им устойчивые слои, возникающие благодаря дневному нагреванию поверхностных вод. См. *Подводный звук.*

Главный термоклин. Его характер фактически не зависит от сезона. В Арктике и Антарктике вода холодная от поверхности до дна. При перемещении соответственно на юг или на север эта плотная вода подтекает под теплую воду, движущуюся от экватора. Благодаря этому возникает разрыв температуры, известный как главный термоклин. Холодная вода, медленно текущая в глубоком океане, обладает одинаковыми свойствами во всех океанах; однако над этим плотным слоем лежит несколько тонких слоев, характеристики которых от сезона к сезону меняются. Верхняя граница главного термоклина на экваторе расположена на небольшой глубине, максимальной глубины достигает в средних широтах и поднимается снова около 50° широты. В широтной зоне 55 и 60° термоклин исчезает. Вообще, чем глубже расположен главный термоклин, тем меньше в нем температурный градиент. На рис. 1 схематически показана зависимость характеристик главного термоклина от широты. См. *Морская вода.*

Сезонный термоклин возникает летом в более тонком слое, чем главный термоклин, и наблюдается во всех океанах, кроме районов, круглый год покрытых льдом. Когда весной температура воздуха становится выше температуры океана, поверхность моря получает больше тепла, чем теряет за счет излучения и конвекции, верхние слои начинают нагреваться, и в нескольких первых футах создается отрицательный температурный градиент (рис. 2 *а*). Затем за счет поступления энергии ветра поверхностные воды перемешиваются. Хотя перемешивание и понижает температуру поверхности моря, в целом происходит перенос тепла вниз и формирование изотермического слоя, температура которого выше, чем у нижележащих слоев (рис. 2 *б*). Таким образом, между поверхностным изотермическим слоем и нижележащей водой образуется большой температурный градиент, или сезонный термоклин. Этот процесс повторяется

(рис. 2 *в*) до тех пор, пока градиент в сезонном термоклине не станет столь большим, что энергии летних ветров недостаточно для его дальнейшего заглубления. С июля по сентябрь включительно такой поверхностный слой перемешанной воды, лежащий на слое с большим отрицательным градиентом температуры, обнаруживается на большей части акватории океана. Когда осенью температура воздуха падает, вода теряет тепло в атмосферу благодаря конвективным и радиационным процессам, и поверхностный слой охлаждается до температуры нижележащей воды. Сезонный термоклин разрушается (рис. 2 *г*), чтобы вновь сформироваться следующей весной. На сезонный термоклин могут влиять локальное ветровое и вертикальное перемешивание, течения и обмен теплом через поверхность раздела между океаном и атмосферой. Дополнительные вариации могут возникать благодаря тому, что разрыв плотности, связанный с термоклинами, представляет собой благоприятную среду для внутренних волн. Практически все физические процессы, происходящие в море, сказываются на характеристиках термоклина. См. *Внутренние волны, Галоклин.*

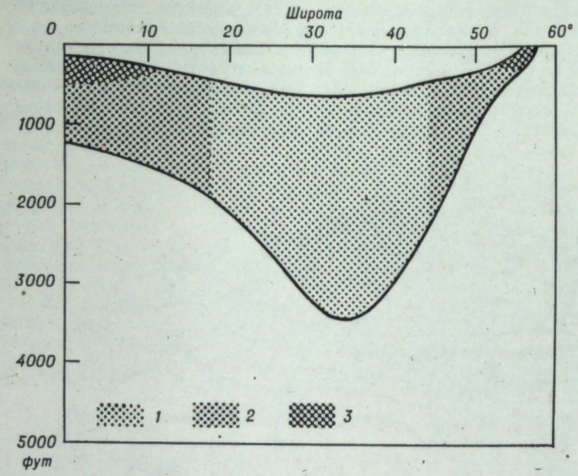


Рис. 1. Главный термоклин, по данным о средних глубине, мощности и градиенте внутри термоклина.

1 — малый градиент (< 0,5 °F/100 фут); *2* — средний (0,5—2,5 °F/100 фут); *3* — большой (>2,5 °F/100 фут).

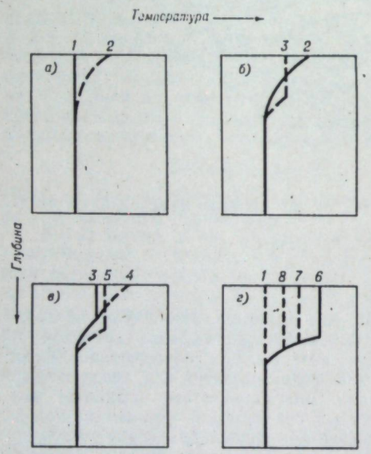


Рис. 2. Формирование (*а*, *б*, *в* — соответственно 1, 2 и 3-я фазы) и разрушение (*г*) сезонного термоклина.

1—8 — последовательность развития и исчезновения термоклина; профили показывают изменение температуры с глубиной.

Джон Дж. Шул, мл.

Тихий океан

Площадь Тихого океана равна 165 млн. км², а средняя глубина — 4282 м. Он занимает 32 % поверхности Земли и 46 % общей поверхности океанов и морей; его площадь превышает площадь всей суши. Его средняя глубина превосходит глубину других океанов, а объем составляет 53 % суммарного объема Мирового океана. Его наибольшая глубина в Марианском и Японском желобах превышает 10 км и является наибольшей для Мирового океана (рис. 1).

Поверхностные течения. Две главные ветровые системы, вызывающие движение океанских вод,— это западные ветры 40—50-х широт в обоих полушариях («ревущие сороковые») и пассаты, преобладающие в зоне 20° с. ш. — 20° ю. ш. Они вызывают непосредственно западный ветровой дрейф (направленный на восток) в высоких широтах и экваториальные течения, направленные на запад. У континентов возникают потоки от одной системы течений к другой, что приводит к образованию огромных систем циркуляции (рис. 2).

Наибольшая скорость (>1,3 м·с$^{-1}$) обнаружена в течении Куросио у берегов Японии. Оно является северо-западной частью огромного вихря, направленного по часовой стрелке. Северная окраина этого вихря расположена в западном дрейфе с центром примерно у 40° с. ш., восточный край представляет собой текущее к югу Калифорнийское течение, а южная часть — Северное Экваториальное течение.[1]

Часть западного ветрового дрейфа заворачивает в зал. Аляска, оттуда снова на запад, заходит в Берингово море, поворачивает к югу от берегов Камчатки и северной Японии (Камчатское и Курильское течения).

Свердруп (1942 г.) оценил расход в верхнем 1500-м слое северной части Тихого океана. В своей самой мощной части у берегов Японии Куросно переносит примерно 65 млн. м^3·с$^{-1}$. Западный ветровой дрейф в центральной части океана переносит около 35 млн. м^3·с$^{-1}$, Калифорнийское течение к востоку от 135° з. д.— около 15 млн. м^3·с$^{-1}$, а Северное Экваториальное противотечение — около 45 млн. м^3·с$^{-1}$.

В южном полушарии был обнаружен вихрь, который соответствует вихрю, образуемому Куросно, Калифорнийским и Северным Экваториальным течениями, но направлен против часовой стрелки. Максимальная скорость (около 1,3 м·с$^{-1}$) отмечается в Восточно-Австралийском течении, примерно на 30° ю. ш. Течение поворачивает на восток, идет вокруг Новой Зеландии к Южной Америке и здесь поворачивает на север. Вдоль побережья Южной Америки оно носит название Перуанского течения. У экватора оно поворачивает на запад и на этом участке известно как Южное Экваториальное течение. Картину северо-западной периферии этого кругового течения очень осложняет цепь островов, протянувшаяся в юго-восточном направлении от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. Эти острова отделяют Коралловое и Тасманово моря от южной части Тихого океана, так что западная часть кругового течения имеет не столь правильную форму и не так ясно выражена, как северная. См. *Моря Юго-Восточной Азии.*

На юге, в области Течения Западных Ветров, Тихий океан открыт как в Атлантику, так и в Индийский океан, хотя восточный проход в Атлантику через пр. Дрейка уже и мелководнее, чем область между Австралией и Антарктидой. Однако вода, циркулирующая вокруг Антарктиды, под действием ветра приобретает бо́льший момент движения, чем ее северный аналог. Полный перенос воды оказывается в несколько раз больше.

Дикон (1937 г.) подсчитал, что в южной части Тихого океана Течение Западных Ветров переносит в верхнем 3000-м слое более 100 млн. м^3·с$^{-1}$. По оценкам Свердрупа, в северной части Тихого океана аналогичное течение переносит в верхнем 1500-м слое только 35 млн. м^3·с$^{-1}$. Таким образом, круговое течение, подобное течению в северной части Тихого океана, превосходит последнее по расходу воды и по площади. См. *Индийский океан, Южный океан.*

Два субтропических антициклона (Куросио—Калифорнийское — Северное Экваториальное течения и Восточно-Австралийское—Перуанское—Южное Экваториальное течения) между 5 и 10° с. ш. разделяет течение, направленное к востоку и называемое Экваториальным противотечением. По оценке Свердрупа, перенос в этом течении равен 25 млн. м^3××с$^{-1}$. Вдоль 10° ю. ш. между 155° в. д. и по крайней мере 140° з. д. также наблюдается течение, направленное к востоку.

В верхнем 1000-м слое поток воды почти совпадает по направлению с поверхностным течением, но имеет более низкую скорость. Однако существуют некоторые исключения.

[1] В СССР в экваториальной области Тихого океана принято различать только Северное Пассатное течение, Межпассатное противотечение и Южное Пассатное течение. (*Прим. ред. пер.*)

В Калифорнийском и Перуанском течениях под поверхностными водами на глубине 200 м и ниже обнаружены противотечения, переносящие часть тропических вод к полюсу. В Калифорнийском течении этот поток выходит на поверхность в декабре, январе и феврале и севернее 35° с. ш. называется течением Дэвидсона. Не известно, существует ли зимой южного полушария в Перуанском течении аналогичный поток. Прямые измерения на экваторе и 140° з. д. обнаружили, что подповерхностный поток к востоку наблюдается по меньшей мере от 140 до 90° з. д., причем самая высокая скорость приходится на глубину 100 м. На этом уровне отмечались восточные течения со скоростью 1,3—2,8 м·с$^{-1}$, тогда как на поверхности (Южное Экваториальное течение) вода двигалась на запад со скоростью 0,3—0,8 м·с$^{-1}$. Это течение получило название Экваториального Подповерхностного течения, или течения Кромвелла, в честь его открывателя. См. *Океанские течения.*

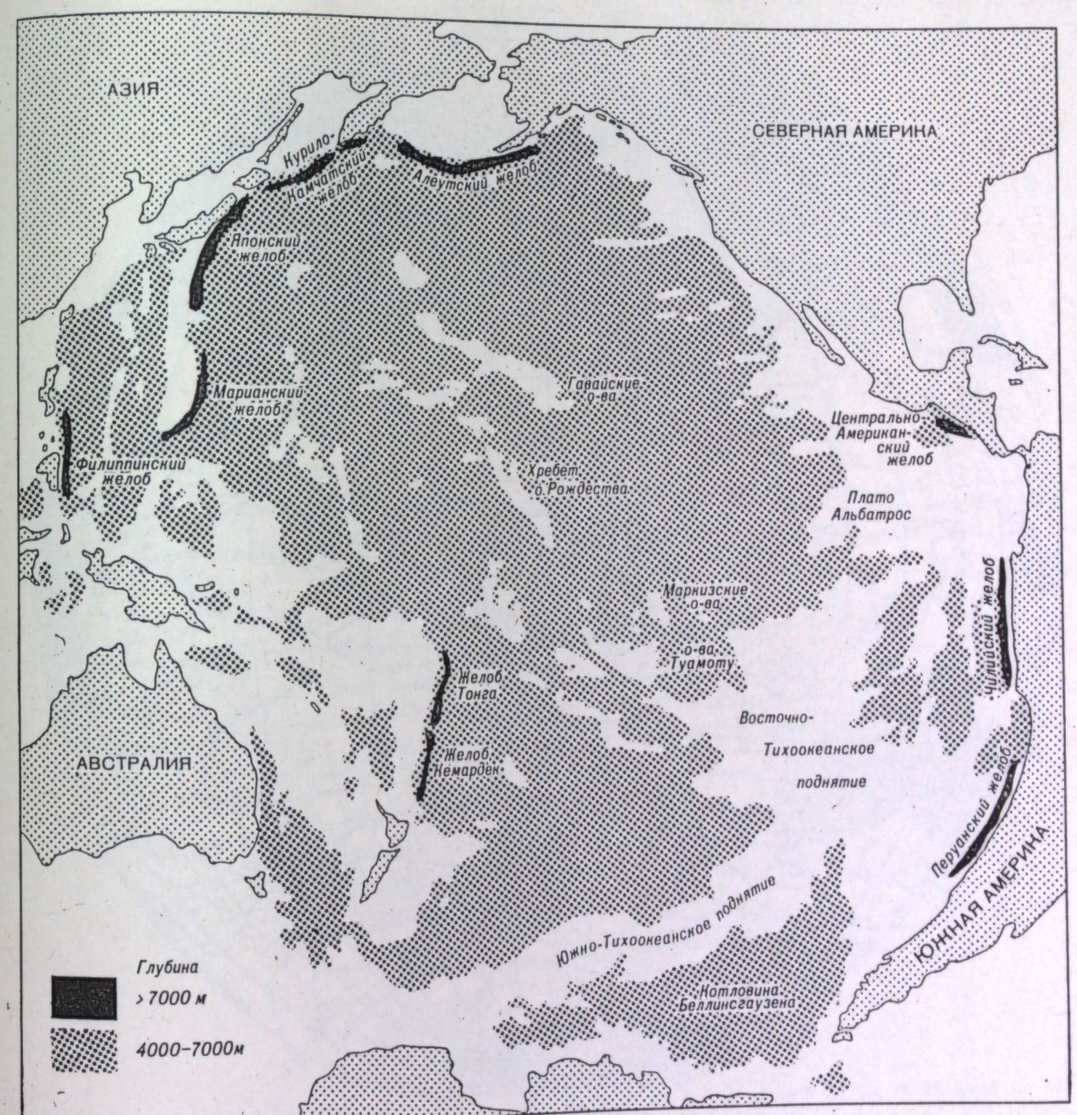


Рис. 1. Основные особенности рельефа дна Тихого океана. (*F. P. Shepard, The Earth Beneath the Sea, Johns Hopkins, 1959*)

Температура поверхности океана. В экваториальном поясе, ограниченном параллелями 30°, тепло, приходящее от Солнца, превышает потери на отражение и излучение, и поверхностные воды, поступающие в эту зону из более высоких широт (Калифорнийское и Перуанское течения), двигаясь к экватору и поворачивая на запад в системе Экваториального течения, постепенно нагреваются. Далее Куросио и Восточно-Австралийское течения переносят тепло в сторону полюсов и часть его передают циклонам высоких широт через западный ветровой дрейф. Таким образом, температура южных течений у восточных границ субтропических антициклонов много ниже температуры северных течений у западных границ. Самая высокая температура (более 28 °С) наблюдается в западной части экваториальной области (рис. 3). Вдоль самого экватора она несколько ниже. На восточную часть экваториальной области оказывает влияние холодное Перуанское течение. Здесь хорошо прослеживается апвеллинг глубинных холодных вод, возникающий вследствие дивергенции поля ветра (на 90° з. д. в феврале температура опускается до 19 °С).

Апвеллинг наблюдается также на внешней границе восточных течений субтропических антициклонов. Когда усиливаются ветры, дующие к экватору (летом), поверхностные воды отгоняются от берегов, и на поверхность поднимаются более глубокие и холодные воды, что приводит к дальнейшему понижению и так уже низкой температуры этих течений, направленных к экватору. Таким образом, сезонные изменения ветра уменьшают здесь годовой ход температуры, поскольку апвеллинг имеет место весной и летом. Амплитуда сезонного хода температуры на поверхности в Калифорнийском течении на широте 35° с. менее 4 °С (9—13 °С), хотя средняя по широте составляет около 10 °С. У берегов Японии зимой ветры дуют к экватору, а летом — к полюсу, поэтому годовой ход здесь возрастает до 16 °С (10—26 °С).

Температура поверхности океана в южной части Тихого океана изучена далеко не столь хорошо, так как основная информация поступает от торговых судов, а маршруты торгового флота охватывают лишь малую часть этих обширных пространств. Можно предположить, что в общих чертах распределение температуры в северной части Тихого океана аналогично ее распределению в южном полушарии. Похоже, что уменьшение сезонного хода, наблюдающееся в Калифорнийском течении, имеет место также и в Перуанском течении. Но годовой ход температуры в Восточно-Австралийском течении, кажется, не так велик, как в Куросио. Возможно, это объясняется тем сдерживающим влиянием, которое оказывают на течение острова.

Пределом температурных колебаний в высоких широтах является точка замерзания. Лед образуется на поверхности при температуре чуть ниже —1 °С в зависимости от солености, дальнейшая теплоотдача замедляется эффектом теплоизоляции льда. Ледяные поля покрывают зимой северную



Рис. 2. Течения Тихого океана. *(Из J. L. Reid, Jr., On the circulation, phosphate-phosphorous content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean, Limnol. Oceanogr., 7: 287—306, 1962)*

Изолинии аномалии геопотенциала у поверхности в метрах по отношению к 1000-децибаровой поверхности, по градиенту которого можно вычислить относительное геострофическое течение.
1 — течение Куросио, *2* — Восточно-Австралийское течение, *3* — Северо-Тихоокеанское течение, *4* — Калифорнийское течение, *5* — Перуанское течение, *6* — Курильское и Камчатское течения, *7* — Северное Экваториальное течение, *8* — Северное Экваториальное противотечение, *9* — Экваториальное течение, *10* — Южное Экваториальное противотечение, *11* — Южное Экваториальное течение, *12* — Аляскинское течение.

и восточную часть Берингова моря и большую часть Охотского моря, включая район, примыкающий к о. Хоккайдо (северный остров Японии). Однако летом температура на севере Берингова моря поднимается до 6 °С, а в северной части Охотского моря — до 10 °С.

области с низкой соленостью (на севере — до 32,5 ‰, на юге — 33,8 ‰). Из этих районов вода поступает в восточные пограничные течения (у Калифорнии и Южной Америки) путем перемешивания с антициклоническими водами в районе западного ветрового дрейфа. Влияние осадков

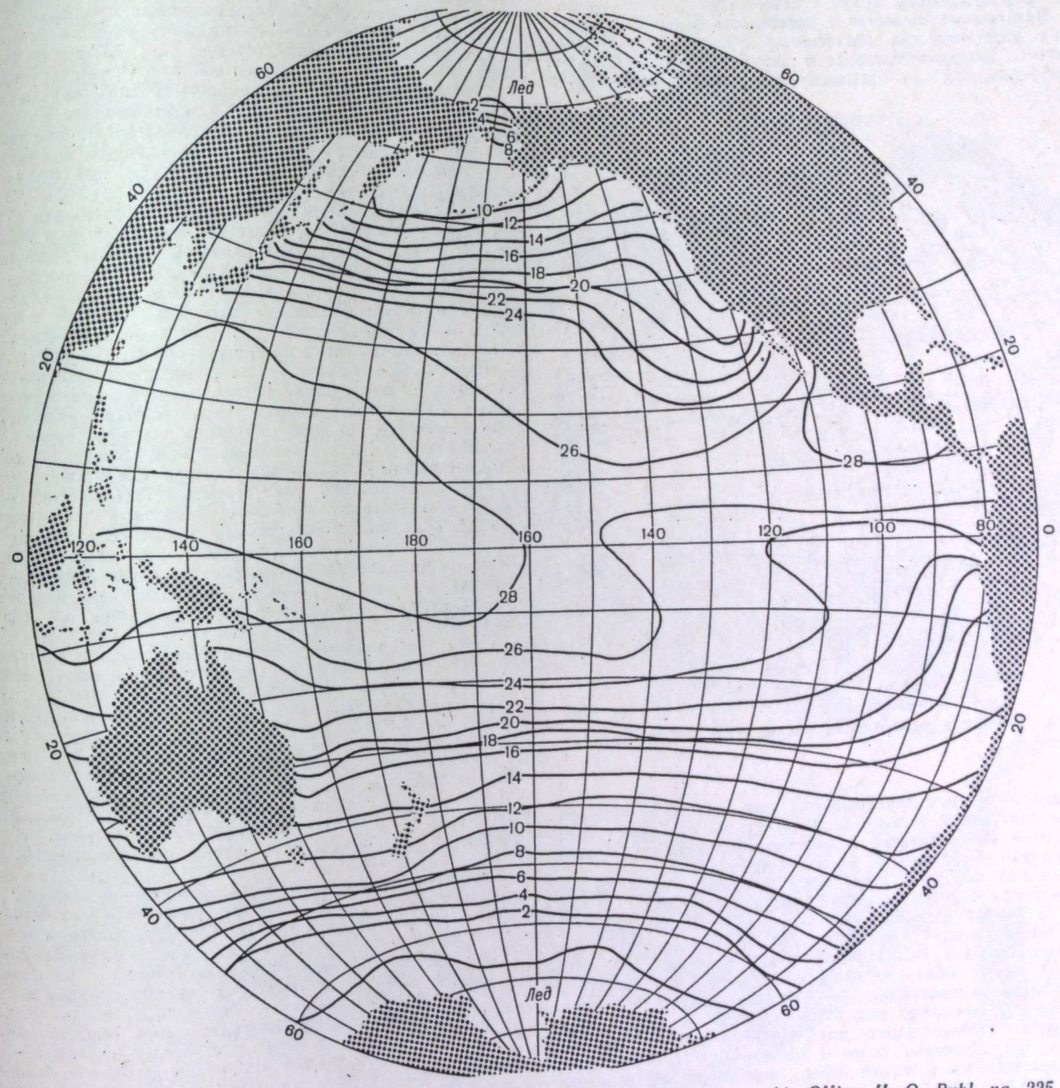


Рис. 3. Температура поверхности океана (°С) в августе. *(По U. S. Navy Hydrographic Office, H. O. Publ. no. 225, 1948)*

Паковый лед, распространяясь от Антарктиды, в октябре достигает примерно 62° ю. ш., а в марте — 70° ю. ш., причем айсберги поднимаются до 50° ю. ш. См. *Айсберг, Берингово море, Морской лед.*

Соленость поверхности океана. Наивысшие значения солености, наблюдавшиеся в Тихом океане и слегка превышающие 35,5 и 36,5 ‰, обнаружены в поверхностных водах в центрах соответственно северного и южного субтропических антициклонов (рис. 4). Эти антициклоны расположены в широтах, где испарение превышает осадки, а антициклонические ветры над водной поверхностью препятствуют нагону поверхностных вод извне. Были обнаружены три области, где осадки значительно превышают расходы на испарение: две из них расположены выше параллелей 40° с. и ю., а третья — в восточной части тропической области Тихого океана. Как следствие, циклоны высоких широт — это в восточных тропиках обнаруживается в основном в поверхностных водах Северного Экваториального течения и Северного Экваториального противотечения. Вблизи Центральной Америки на 10° с. ш. значения солености не достигают 33 ‰, но в районе Филиппинских островов они возрастают примерно до 34,5 ‰.

Растворенный кислород у поверхности океана. Выше термоклина вода постоянно перемешивается и, таким образом, все время взаимодействует с атмосферой. Атмосферный кислород растворяется в воде; этот процесс продолжается до установления равновесия, и почти по всему Тихому океану в верхнем слое содержание кислорода близко к насыщению (типичные значения 98—103 ‰ от предельного насыщения). См. *Термоклин.*

Предел насыщения для растворенного кислорода повышается при понижении температуры и солености, однако

зависимость его от температуры поверхности океана выражена сильнее, чем зависимость от солености поверхности океана, и содержание кислорода в поверхностных водах определяется в основном именно пространственным и временным распределением температуры. В холодных водах высоких широт отмечены значения, превышающие 7 ‰, а в теплых экваториальных водах — менее 5 ‰.

Питательные вещества у поверхности воды. Содержание таких неорганических питательных веществ, как фосфорофосфаты, силикато-силиконы и нитраты, обычно возрастает с глубиной, так как процессы фотосинтеза и роста, происходящие в верхнем перемешанном слое, понижают концентрацию питательных элементов. Переносу же из нижних слоев с высокой концентрацией в верхние препятствует большая термическая устойчивость, имеющая обычно место непосредственно под поверхностным слоем. У поверхности концентрация фосфоро-фосфатов варьирует от 0,25 мкг-атом·л$^{-1}$ и менее в центре антициклонов до 1,5 мкг-атом·л$^{-1}$ и выше в циклонах высоких широт (рис. 5). Высокие значения отмечаются также в Калифорнийском и Перуанском течениях. Так же как и обнаруженные здесь низкие температуры, эти высокие концентрации являются результатом не только переноса перемешанных вод из циклонов, но и прибрежного апвеллинга (возникающего под влиянием ветров, дующих к экватору). Значения более 1 мкг-атом·л$^{-1}$ в обоих районах наблюдались в летний период апвеллинга. На экваторе в восточной части Тихого океана благодаря апвеллингу содержание этих веществ в течение всего года выше 1 мкг-атом·л$^{-1}$.

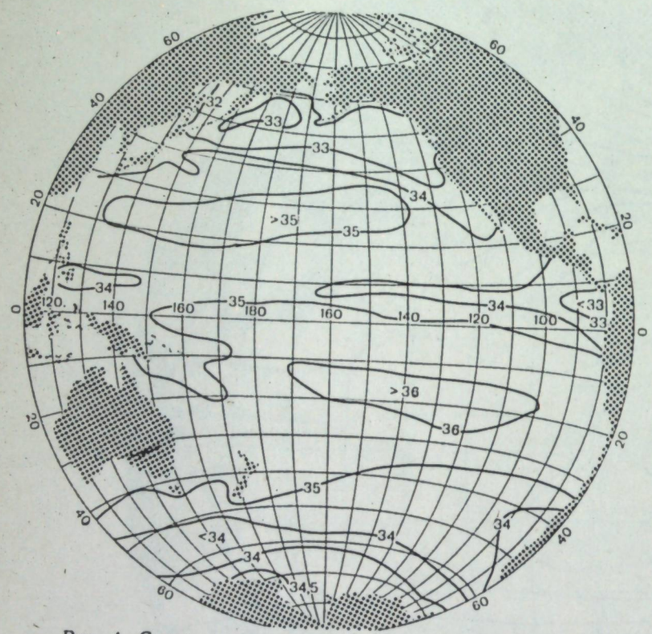


Рис. 4. Соленость поверхности океана (‰) летом северного полушария.

Содержание силикато-силиконов изучалось не столь детально. Их концентрация также мала у поверхности и увеличивается с глубиной. Их максимальная концентрация у поверхности достигает 40 мкг-атом·л$^{-1}$ в циклонах высоких широт и 12 мкг-атом·л$^{-1}$ в районах апвеллинга Калифорнийского течения, а минимальная — 4 мкг-атом·л$^{-1}$ и менее в центре антициклонов. В восточных районах вблизи экватора значения так малы, что не поддаются измерениям.

Вертикальная структура. Поверхностные воды в высоких широтах холоднее и тяжелее, чем в низких. Вследствие этого часть полярных вод опускается и растекается к экватору, смешиваясь по пути преимущественно с водой такой же плотности; в результате образуется тип воды, преобладающий в обширной области и характеризующийся одинаковыми соленостью, температурой и плотностью (рис. 6).

Считается, что глубинные и придонные воды всех океанов формируются в высоких широтах Атлантики у берегов Гренландии и в море Уэдделла, откуда они поступают и в южную часть Тихого океана, где их температура ниже 2 °С, соленость около 34,65—34,7 ‰, а содержание кислорода — около 4,5 ‰. На глубине более 3000 м воды Тихого океана повсюду сохраняют эти значения температуры и солености, но содержание кислорода в северной части уменьшается до 2,5—3,5 ‰ вследствие процессов дыхания и органического разложения в водах, медленно движущихся к северу.

Почти по всей северной части Тихого океана минимальных значений температура достигает на глубине примерно 3800—4000 м, а ниже снова повышается. Вероятно, повышение температуры строго уравновешивается повышением давления, так как никаких признаков неустойчивости не обнаружено. Существует два возможных объяснения максимума температуры у дна: восходящий поток тепла со дна океана и адиабатическое повышение температуры при опускании воды в более глубокие бассейны.

Наиболее типичные водные массы, формирующиеся в Тихом океане,— это промежуточные воды в северной и южной его частях: два огромных языка низкой солености, заметные на вертикальных разрезах, вытянуты под поверхностью по направлению к экватору примерно от 55° ю. ш. и от 45° с. ш. Южный язык обладает более высокой соленостью и плотностью и расположен глубже, так как поверхностные воды в циклонах высоких широт на юге солонее, чем на севере.

Наблюдения показали, что на поверхности антициклонов соленость воды выше. Самые высокие значения солености приходятся на приэкваториальные части антициклонов. Вода с высокой соленостью проникает через нижнюю границу перемешанного слоя, и в термоклине языки повышенной солености направлены к экватору как с севера, так и с юга.

Вода, расположенная ниже перемешанного слоя, не сообщается непосредственно с атмосферой, и потребление кислорода здесь не может быть восполнено непосредственно из воздуха. Концентрация кислорода резко уменьшается, и возникает недосыщение. Даже там, где опускание водных масс сопровождается переносом вниз кислорода, как, например, в промежуточных водах южной части Тихого океана, всюду глубже 300 м имеет место недосыщение.

Между насыщенными поверхностными водами и холодными придонными водами, приходящими с юга, расположены воды с максимумом концентрации кислорода. Под языком с высоким содержанием кислорода, связанным с промежуточными водами южной части Тихого океана, минимальное содержание кислорода в воде около 4 ‰. Однако под промежуточными водами северной части концентрация кислорода нигде не достигает 3,5 ‰. На уровне минимальных значений встречаются значения ниже 0,5 ‰. Концентрация кислорода в подповерхностных водах зависит, с одной стороны, от его потребления организмами, а с другой — от восполнения дефицита при перемешивании и обновлении воды. Так как в любой точке концентрация почти постоянна во времени, то потребление кислорода должно быть равно его поступлению.

Концентрация фосфоро-фосфатов по мере удаления от поверхности океана быстро растет и достигает максимума, который обычно расположен ниже кислородного минимума. В районах апвеллинга и дивергенции время от времени из глубины на поверхность может подниматься дополнительное количество фосфатов и других питательных веществ, которые, таким образом, становятся доступными растениям. Такие районы (Калифорнийское и Перуанское течения, Южное Экваториальное течение) отличаются высокой продуктивностью. Ниже глубины максимума концентрация постепенно уменьшается примерно до 2,5 мкг-атом·л$^{-1}$ у дна на севере и чуть ниже 2 мкг-атом·л$^{-1}$ на юге. Максимум на севере превышает 3,5 мкг-атом·л$^{-1}$, а на юге составляет 2—2,5 мкг-атом·л$^{-1}$.

Тихий океан богаче фосфатами, чем Атлантический и Индийский океаны: в среднем концентрация здесь примерно на 1 мкг-атом·л$^{-1}$ больше, чем в Атлантике, хотя у поверхности различия не столь велики. Этот избыток, так же как и более низкая концентрация кислорода, несомненно, связаны с глубинной циркуляцией. В тех районах, где проводились измерения, весовое отношение нитрато-нитрогенов к фосфоро-фосфатам равно примерно 8 : 1, но их распределение подробно не изучено.

Силикато-силиконы также не исследовались в достаточной мере. Их вертикальное распределение похоже на распределение фосфоро-фосфатов с тем исключением, что ниже уровня максимума фосфатов их содержание остается примерно постоянным; в центре северного антициклона оно составляет около 170 мкг-атом·л$^{-1}$, в Беринговом море достигает 220 мкг-атом·л$^{-1}$, а в центре южного антициклона равно

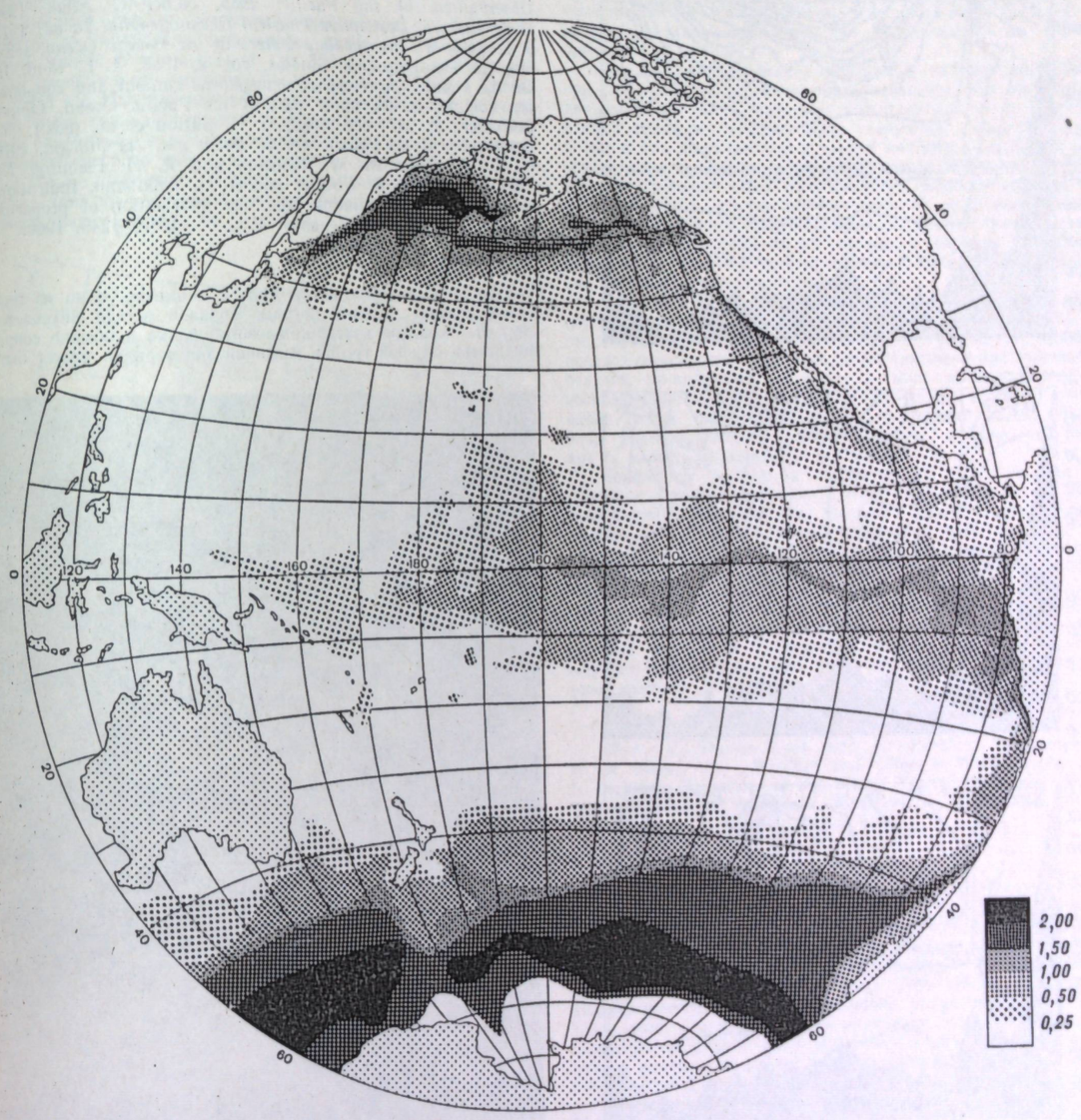


Рис. 5. Содержание неорганических фосфатов (мкг-атом·л$^{-1}$) у поверхности океана.

примерно 130 мкг-атом·л$^{-1}$. Содержание силикато-силиконов, как и фосфоро-фосфатов, в Тихом океане выше, чем в Индийском и Атлантическом. См. *Морская вода, Морская геология, Морские осадки, Океанология, Плодородие морских вод.*

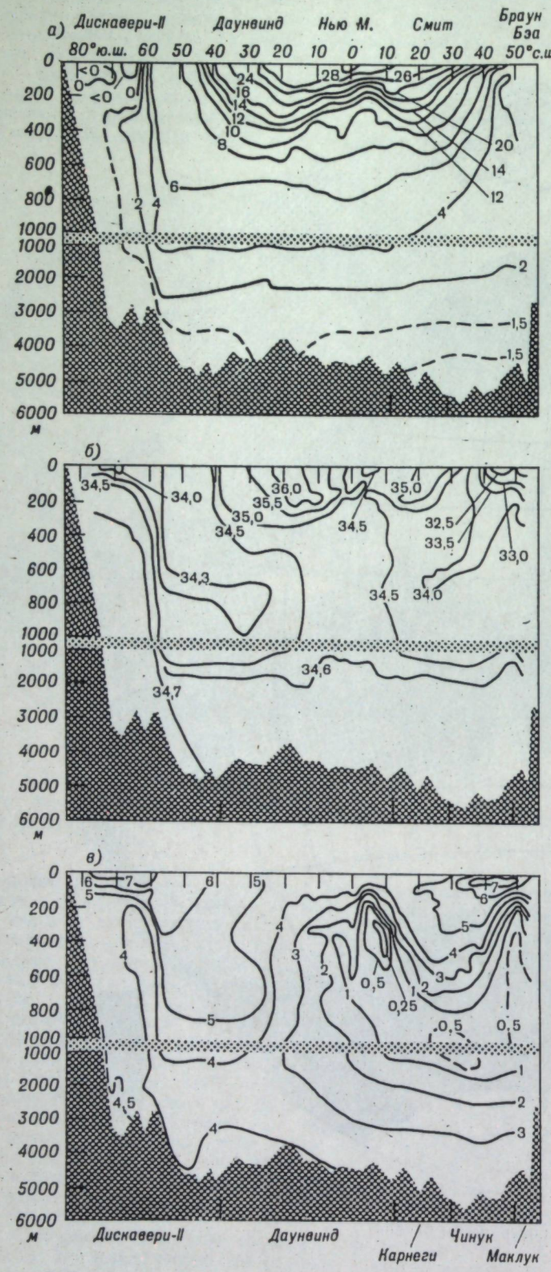


Рис. 6. Вертикальные разрезы центральной части Тихого океана, примерно по 160° з. д. от Аляски (справа) до Антарктиды (слева). *(По данным экспедиций Carnegie; NORPAC, EQUAPAC; Discovery; Chinook, Mukluk, Downwind)*

а — температура, °С; *б* — соленость, ‰; *в* — растворенный кислород, ‰. Масштаб глубин верхнего 1000-м слоя растянут.

Джозеф Л. Рейд

Лит.: R. A. Barkley, *Oceanographic Atlas of the Pacific Ocean*, 1969; C. A. King, *Physical Geography*, 1978; G. E. R. Deacon, The hydrology of the southern ocean, *Discovery Reports*, vol. 15, pp. 1—124, 1937; J. A. Krauss, Measurements of the Gromwell Current, *Deep-Sea Res.*, 6: 265—286, 1960; H. W. Menard, *Marine Geology of the Pacific*, 1964; R. B. Montgomery and E. D. Stroup, *Equatorial waters and currents at 150 °W in July—August 1952*, Johns Hopkins Oceanographic Studies, vol. 1, 1962; NORPAC Committee, *Oceanic Observations of the Pacific: 1955*, NORPAC Atlas, 1960; G. L. Pickard, *Descriptive Physical Oceanography*, 2d ed., 1976; J. L. Reid, Jr., *Intermediate waters of the Pacific Ocean*, Johns Hopkins Oceanographic Studies, vol. 2, 1965; J. L. Reid, Jr., On the circulation, phosphate-phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean, *Limnol. Oceanogr.*, 7: 287—306, 1962; G. H. Sutton et al. (eds.), *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, 1976; H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, and R. H. Fleming, *The Oceans*, 1942; W. S. Wooster and G. H. Volkmann, Indications of deep Pacific circulation from the distribution of properties at five kilometers, *J. Geophys. Res.*, 65: 1239—1249, 1960.

Торнадо

Быстро вращающийся вихрь малого диаметра, одно из наиболее опасных явлений погоды. Торнадо всегда опускается вниз от основания кучево-дождевого облака и обычно сопровождается сильной грозой. Внешний вид торнадо может быть различным. Наблюдаются торнадо в виде воронки, узкий конец которой находится у поверхности Земли. Образуются также узкие торнадо в виде жгута; они могут не достигать поверхности и попеременно опускаться и подниматься. Вблизи поверхности основной вихрь торнадо окружает не имеющее четких границ облако пыли или частиц почвы (рис. 1). В приземном слое воздух вращается по спирали обычно против часовой стрелки и быстро втягивается в воронку.

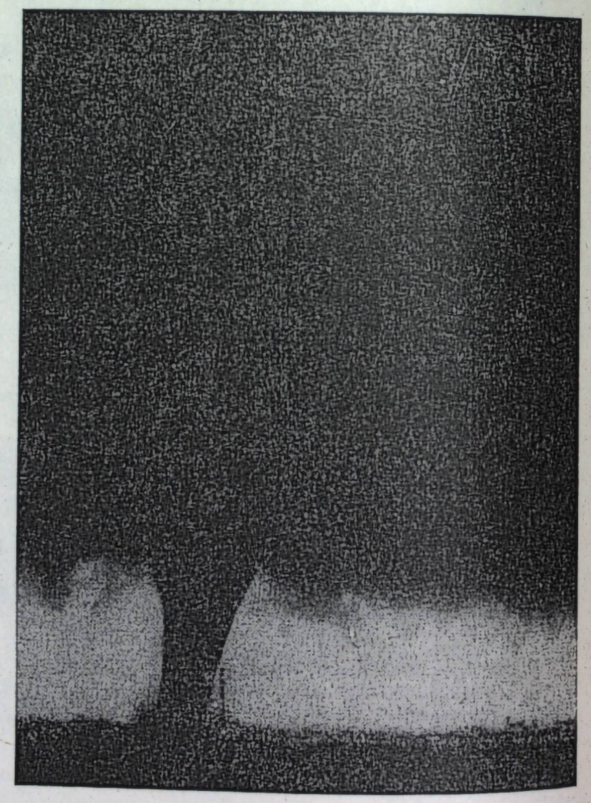


Рис. 1. Торнадо в Фарго, штат Северная Дакота. *(Fargo Forum photograph by C. Gerbert, Grand Prize Winner, 11th Annual Graflex Contest)*

Видимая часть воронки состоит из облачных капель, образовавшихся в результате конденсации влаги при охлаждении за счет расширения объема воздуха. Последнее объясняется тем, что давление внутри вихря значительно ниже (примерно на 100—200 гПа), чем в окружающем пространстве. Высота видимой части воронки зависит от высоты основания облака и составляет 300—3000 м, однако вихрь, по-видимому, распространяется вверх в облако еще на значительное расстояние.

Ширина полосы разрушений изменяется от нескольких метров до нескольких километров; длина ее может быть и очень малой, и значительной (до 500 км). Более 80 % торнадо имеют полосу разрушений шириной менее 50 м и длиной около 5 км. Направление движения может быть любым: бо́льшая часть торнадо перемещается с юго-запада на северо-восток, но бывают и случаи движения в обратном направлении. Средняя скорость движения составляет около 56 км·ч$^{-1}$, но она весьма изменчива. Торнадо могут возникнуть в любое время дня, но чаще всего они появляются в послеполуденное время ближе к вечеру.

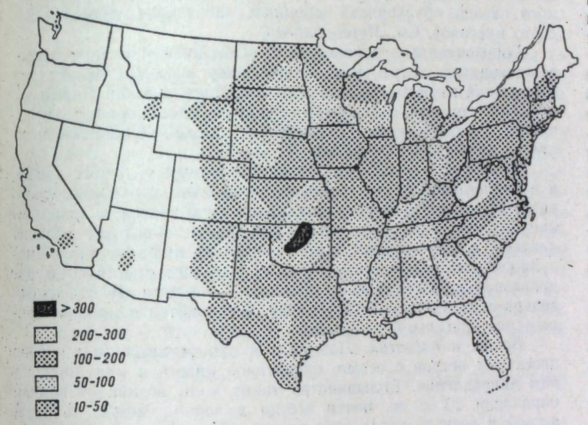


Рис. 2. Распределение числа случаев появления торнадо на территории США (за период с 1955 по 1967 г.), рассчитанное по двухградусной сетке.

Среднее годовое количество торнадо в США, по данным последних лет, составляет около 700; при этом среднее месячное их количество изменяется от 20 (в мае) до 3 (в январе). Максимальная повторяемость торнадо наблюдается в так называемой аллее торнадо — области, простирающейся от Техаса через Оклахому и Канзас и далее по районам Среднего Запада (рис. 2). Наибольшая активность торнадо отмечается зимой и ранней весной в южных штатах, в мае в районе аллеи торнадо, а к концу лета в районах северных равнин и штатов Среднего Запада. На других материках частой повторяемостью торнадо характеризуется район, простирающийся от южной Англии к северной Европе, в южной Африке, юго-западной и юго-восточной Австралии, Японии, в долине Ганга, в Новой Зеландии и в бассейне р. Ла-Плата в Южной Америке.

По данным Фуджита, полосы разрушения, образующиеся при прохождении торнадо, в США к востоку от Скалистых гор шире и длиннее, чем в других районах земного шара, что свидетельствует о бо́льшей интенсивности торнадо в этом районе. Основываясь на оценках ущерба, нанесенного сооружениям, полагают, что скорость ветра в одном из 1000 торнадо может превышать 420 км·ч$^{-1}$, однако более чем в половине случаев она составляет менее 160 км·ч$^{-1}$. Количество особенно интенсивных торнадо, с прохождением которых связаны человеческие жертвы и значительный материальный ущерб, составляет 1—2 % общего их числа. Разрушения происходят как под действием сильного ветра, так и в результате того, что вне помещений давление воздуха падает настолько сильно и быстро, что процесс выравнивания его с давлением внутри домов носит характер взрыва, разрушающего дом.

Для образования торнадо необходимы следующие условия: хорошо выраженная термодинамическая неустойчивость, в сочетании с достаточным для возникновения грозы количеством водяного пара, при этом в верхней тропосфере должны наблюдаться сильные ветры. Эти же условия способствуют образованию линии шквалов. Иногда на линии шквалов возникает от 10 до 30 торнадо. Вероятность появления торнадо увеличивается с ростом неустойчивости и становится наибольшей при грозах, которые хорошо прослеживаются на экране радиолокатора (имеют большую зону осадков), и когда вершины кучево-дождевых облаков достигают уровня стратосферы. Однако некоторые торнадо бывают связаны не непосредственно с грозовым очагом, а с мощными кучевыми облаками, развивающимися в его окрестности. См. *Линия шквала.*

Как при моделировании явления в лаборатории, так и при натурных наблюдениях обнаруживается, что восходящие движения (скорость которых достигает 240 км·ч$^{-1}$) развиваются главным образом вдоль наружной поверхности воронки и что, по-видимому, в центре воронки или вблизи него возникают нисходящие движения. Сильные ветры объясняются тем, что тангенциальная составляющая скорости воздуха при его движении к центру области низкого давления увеличивается вследствии сохранения момента количества движения, которым воздух обладал на внешних участках спиральной циркуляции. Причина возникновения областей низкого давления остается недостаточно ясной.

Торнадо в США образуются в основном в южной части порождающих их грозовых очагов. Прохождение торнадо часто сопровождается сильным дождем и градом (иногда они предшествуют появлению торнадо). Максимальное количество осадков, по-видимому, выпадает в зоне, расположенной на несколько километров севернее траектории торнадо; иногда вдоль самой траектории вообще не бывает дождя. Часто зона грозовых шквалов бывает настолько широка, что выходит за область прохождения торнадо.

В среднем за год за последние 20 лет материальный ущерб от торнадо составил 75 млн. долл., а число человеческих жертв 113 человек. Это половина того среднего годового ущерба, который был причинен торнадо за предыдущие 40 лет. Уменьшение ущерба, приносимого торнадо (несмотря на рост плотности населения), отчасти объясняется повышением качества прогнозов и улучшением средств связи. Для обнаружения сильных гроз все более эффективным становится использование радиолокатора. Для обнаружения циркуляции в облаках, из которой в последствии может развиться торнадо, широкое применение может найти локатор, в котором использован принцип Доплера.

Честер У. Ньютон

Лит.: R. Davies-Jones and E. Kessler, Tornadoes, in W. N. Hess, (ed.), *Weather and Climate Modification*, 1974; S. D. Flora, *Tornadoes of the United States*, 1973; T. T. Fujita, Tornadoes around the world, *Weatherwise*, 26: 56—62, 78—83, 1973; G. Grigsby, *Tornado Watch*, 1977.

Точка росы

Температура, при которой воздух достигает насыщения, охлаждаясь при отсутствии дополнительного притока влаги или изменения давления. Охлаждение ниже этой температуры вызывает конденсацию; таким образом образуются туман и роса.

Точка инея — температура, при которой воздух достигает насыщения по отношению ко льду. При температурах более низких, чем температура замерзания, могут определяться как точка росы, так и точка инея, поскольку вода при этом часто находится в жидкой фазе (особенно в облаках); при температуре замерзания (более точно в тройной точке, при температуре 0,1 °С) они одинаковы, но при более низкой температуре температура точки инея выше температуры точки росы. Например, если точка росы составляет —9 °С, точка инея равна —8 °С. Как точка росы, так и точка инея — однозначные функции давления водяного пара.

Точка росы (или точка инея) может быть определена непосредственно путем охлаждения полированной металлической пластинки до тех пор, пока ее поверхность не помутнеет вследствие появления пленки воды или льда; точка росы и будет той температурой, при которой появится пленка. На практике точка росы обычно вычисляется по одновременным показаниям сухого и смоченного термометров. См. *Влажность, Роса, Туман.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: R. J. List (ed.), *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th ed., rev., 1951; M. Thaller, Instrument Development Inquiry, 2d ed., 1977.

Тропическая метеорология

Раздел метеорологии, в котором исследуется структура и динамика атмосферы над районами земного шара, расположенными вблизи экватора примерно между параллелями 25—30° ю. ш. и 25—30° с. ш. Главными объектами изучения являются пассаты и другие достаточно мощные системы ветров, осадки и тропические циклоны. Тропики представляют значительный интерес и как область основных источников тепла для всей атмосферы. В задачи тропической метеорологии, так же как и любого другого раздела метеорологии, входит исследование возмущений поля скоростей ветра вблизи земной поверхности и их связи с особенностями воздушных течений на высотах. Результаты такого рода исследований служат основой для разработки более совершенных методов прогноза осадков, ураганов и других погодных явлений в зоне тропиков. Многие особенности атмосферных процессов в этой зоне явно или неявно влияют на погоду, климат и условия деятельности человека во внетропических областях земного шара.

Температура. В тропиках, где фактически не бывает зимы в ее традиционном понимании и где температура воздуха достаточно высока в течение всего года, изменчивость температуры прослеживается только в ее суточном ходе и весьма незначительно — в сезонном. Избежать постоянной жары можно лишь в горных районах, где температура воздуха значительно ниже.

Источник тепла для всей земной атмосферы. Интенсивное облучение солнечной радиацией в течение всего года обусловливает высокие температуры воздуха и большие потоки тепла в атмосферу от нагретой подстилающей поверхности. Тепло, получаемое атмосферой и океаном в тропической зоне, переносится воздушными и океанскими течениями в более высокие широты. До 1940-х годов считалось, что эти источники тепла устойчивы во времени, т. е. проводилась аналогия с физическими опытами, в которых тепло поступает от источника с хорошо регулируемой интенсивностью. Резкие изменения погоды в средних широтах объяснялись возмущениями в полярных областях земного шара. Однако после второй мировой войны на основании анализа все увеличивающегося числа аэрологических наблюдений было установлено, что вынос тепла из тропиков не является постоянным, а подвержен значительным флуктуациям в пределах месяца или даже недели. Это открытие позволило предположить, что недельные и месячные изменения погоды в средних и высоких широтах могут быть обусловлены флуктуациями теплового режима в тропиках. Оценка переноса тепла и количества движения в атмосфере из зоны тропиков в направлении полюсов за сравнительно небольшие интервалы времени является одной из задач тропической метеорологии, равно как и выяснение значимости флуктуаций этих переносов для формирования погоды в более высоких широтах. См. *Общая циркуляция атмосферы, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Осадки и влагозапасы. Хотя количество осадков во многих районах тропической зоны весьма велико (180—200 см××год$^{-1}$), значительные запасы влаги в почве встречаются здесь относительно редко. Интенсивное испарение, обусловленное большим количеством поступающего солнечного тепла, быстро уменьшает влагозапасы. Кроме того, распределение осадков в течение года в ряде областей очень неравномерно, особенно в странах с муссонным климатом, где почти годовая сумма осадков выпадает в течение 2—4 мес. В силу этого запаздывание сезона дождей на несколько недель — а это случается довольно часто — создает большие трудности. Большие отклонения от нормы количества выпадающих осадков также являются обычным явлением. См. *Муссон.*

Обильные осадки на больших территориях выпадают обычно в зонах возмущений пассатных или муссонных ветров в нижнем 5-км слое атмосферы. Характерный масштаб таких возмущений составляет около 1600 км; они представляют собой движущиеся волны, вихри или линии резкого циклонического сдвига ветра. Их интенсивность и частота появления заметно меняется от места к месту и от года к году. Для изучения связи этих возмущений с полем ветра на больших высотах используются шары-зонды, с помощью которых измеряется давление, температура и скорость ветра на высоте 8—10 км. Кроме того, с помощью гидрометеорологических оценок интенсивности возможных наводнений, вызываемых дождями в горных районах, инженеры проектируют и создают специальные водохранилища для регулирования водного баланса, в частности для контроля за орошением и для предупреждения наводнений. См. *Осадки.*

Герберт Риль

Атмосферные возмущения в тропиках. В большей части тропиков нагревание нижних слоев воздуха и испарение с подстилающей поверхности (80 % которой составляет поверхность океанов) в сочетании с радиационным выхолаживанием на высотах поддерживают неустойчивое состояние атмосферы. В силу этого в зоне тропиков преобладают конвективные облака, достаточно мощные даже при наличии слабой конвергенции потока в нижних слоях. Погода в условиях конвекции сильно зависит от распределения воды и суши в данной местности, рельефа и суточного хода поступления солнечной радиации.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Зона низкого давления и переменных ветров; опоясывает земной шар в низких широтах между областями северо-восточных пассатов северного полушария и юго-восточных пассатов южного полушария; положение ее меняется в зависимости от сезона. В среднем половина ВЗК расположена зимой и летом к северу от экватора. Ее миграция между летними полушариями в районе между восточной Африкой и центральной частью Тихого океана обусловлена влиянием азиатского и австралийского муссонов. См. *Метеорология.*

Горизонтальная конвергенция воздушных потоков, сопровождающаяся подъемом влажных масс воздуха, делает эту зону одной из областей наиболее обильных осадков с частыми ливнями, грозами и шквалами. Погода здесь крайне изменчива, и в любой части ВЗК в сезоны дождей бывают сильные ливни, длящиеся несколько дней.

Тропические циклоны. При определенных условиях в ВЗК и в прилегающих к ней районах возникают неглубокие, слабо развитые области низкого давления, движущиеся в западном направлении. Пока они находятся вблизи экватора, падение давления в них незначительно, и развитая циклоническая циркуляция устанавливается только, когда они сместятся в направлении полюсов больше чем на 5° широты. В отдельных редких случаях такие образования развиваются в мощные тропические ураганы. См. *Ураган.*

Волны в пассатах. Ложбины в общем восточном потоке пассатных ветров с осями, ориентированными в меридиональном направлении. Большинство таких волн возникает вблизи параллели 20° с. ш. почти всегда в период между поздней весной и осенью, когда субтропический пояс высокого давления максимально смещен к северу, а на его южной периферии развит интенсивный восточный перенос, охватывающий значительную часть атмосферы.

При приближении отдельной пассатной волны ветер становится северо-восточным, а после прохождения ложбины меняет направление на юго-восточное; затем постепенно восстанавливается восточный перенос. В западной части ложбины преобладает хорошая погода, а в восточной обычно отмечаются сильные ливни и грозы. Волны, движущиеся в западном направлении, перемещаются со скоростью около 24 км××ч$^{-1}$ и проходят с интервалами в 3—4 сут. После прохода ложбины в течение двух дней могут сохраняться сильные ливни.

Сильные грозовые шквалы. В некоторых областях тропиков наблюдаются сильные грозовые шквалы, аналогичные по природе грозам в средних широтах. Наиболее интенсивные грозовые шквалы отмечаются при сильных северо-западных ветрах в северо-восточном Пакистане и предшествуют началу летнего муссона (во время муссона грозы также наблюдаются весьма часто, но они обычно слабее). В летнее время такие явления происходят в Центральной и Западной Африке при перемещении линии шквалов в западном направлении. В общем случае такого рода процессы происходят при наличии очень влажного воздуха в нижних слоях атмосферы, сухого воздуха на высотах и сильного ветра в верхней тропосфере. См. *Линия шквала.*

Честер У. Ньютон

Лит.: H. Riel, *Tropical meteorology*, 1954 (Г. Риль, Тропическая метеорология.— М., 1963). World Meteorological Organization, *The Atlantic Tropical Experiment GATE*, 1974.

Тропопауза

Граница между тропосферой и стратосферой. Обычно тропопаузу определяют как нижнюю границу слоя, в котором вертикальный градиент температуры (ее убывание с высотой) становится меньше 2 °C·км$^{-1}$. Тропическая тропопауза в низких широтах находится на высотах 15—17 км, где температура около 180 К, а полярная тропопауза, располагающаяся между тропиками и полюсами, проходит на высоте около 10 км (температура около 220 К). На широтах 30—40°, где тропическая и полярная тропопаузы перекрываются, отчетливо наблюдается «разрыв тропопаузы». Этот разрыв находится в зоне субтропического струйного течения и играет большую роль в обмене воздухом и атмосферными примесями (водяным паром, озоном, радиоактивными веществами) между стратосферой и тропосферой. Разрывы тропопаузы наблюдаются также в окрестности полярных струйных течений. Высота тропопаузы испытывает сезонные изменения, а также меняется от суток к суткам при прохождении барических систем, причем над антициклонами тропопауза выше и холоднее, чем над циклонами. Вертикальный профиль температуры свидетельствует о том, что довольно часто тропопауза имеет сложную структуру и состоит из отдельных слоёв, так что нередко трудно установить точную высоту тропопаузы, особенно для зимних условий в высоких широтах. См. *Атмосфера, Стратосфера, Температура воздуха, Тропосфера.*

Р. Дж. Маргетройд

Тропосфера

Нижний, основной слой атмосферы, который простирается от поверхности Земли до нижней границы стратосферы, расположенной на высоте 10—16 км. В тропосфере сосредоточено около $^4/_5$ всей массы атмосферы. См. *Атмосфера.*

В среднем повсюду в тропосфере температура равномерно убывает с высотой с вертикальным градиентом около 6,5 °C×××км$^{-1}$, хотя встречаются неглубокие инверсии (рост температуры с высотой) и сверхадиабатические градиенты температуры, в частности в пограничном слое вблизи поверхности Земли. Основная масса водяного пара и основные виды облаков сосредоточены в тропосфере. В ней развиваются все наиболее важные метеорологические процессы и происходит обмен влагой между земной поверхностью и атмосферой путем испарения и выпадения осадков (дождь, снег и др.). См. *Климатология, Метеорология, Общая циркуляция атмосферы, Погода, Физика облаков.*

Р. Дж. Маргетройд

Туман

Взвешенные в воздухе капли воды или, реже, ледяные кристаллы, наличие которых приводит к заметному ухудшению видимости; иными словами, это облако, покоящееся на земле. Туман чаще всего образуется вблизи морских побережий или крупных озер, в горах, в небольших долинах, расположенных в незасушливых зонах, а также над океанами, где вода холоднее окружающего воздуха, как, например, это бывает летом у берегов Ньюфаундленда или Калифорнии. На суше туман возникает чаще всего ранним утром.

Сходные явления. Дымку, или мглу (в США ее принято называть легким туманом), легко можно отличить от тумана в строгом смысле слова по значению горизонтальной дальности видимости. Согласно международной классификации, дальность видимости при дымке составляет более 1000 м. Дымка может быть влажной (влажная мгла); в этом случае она состоит из обводненных гигроскопических частиц, таких, например, как морская соль, которые поглощают воду во влажном, но не обязательно насыщенном воздухе. Сухая мгла состоит из мельчайших сухих частиц; это может быть дым или пыль, хотя, когда это возможно, они классифицируются раздельно. Туман, дымка и влажная мгла суть гидрометеоры — общий термин для всех видов содержащихся в атмосфере капель воды или ледяных частиц. Сочетание тумана с дымом (а нередко — и с другими загрязняющими веществами) называется смогом. Когда туман поднимается благодаря турбулентности или нагреванию подстилающей поверхности, могут образоваться низкие слоистые облака; при наличии турбулентности они могут предшествовать туману.

Образование тумана. Туман возникает при охлаждении воздуха до точки росы и более или при увеличении влажности в результате испарения с поверхности воды, более теплой, чем воздух. Наиболее характерные причины охлаждения — интенсивное ночное излучение при ясном небе, адвекция (возникающая в результате движения воздуха над сравнительно холодной поверхностью) и охлаждение (адиабатическое) в результате расширения воздуха по мере его подъема вдоль горного склона. Поскольку образование туманов связано с радиацией, ветер должен быть слабым или вообще отсутствовать; перемешивание, напротив, препятствует образованию тумана или приводит к появлению низкой облачности. Интенсивное испарение с поверхности воды, температура которой выше, чем температура воздуха, сопровождается, например, образованием арктической морской дымки — легкого разорванного тумана. Туман нередко возникает также в результате испарения дождевых капель, более теплых, чем воздух, в котором они падают.

Для того чтобы мог образоваться туман, в воздухе должно содержаться достаточное количество ядер конденсации. Это условие обычно выполняется, однако ледяных ядер часто не хватает, так что и при температуре ниже точки замерзания образуется водяной туман. Иногда переохлажденный водяной туман, известный среди жителей плато западной части США под названием «погонип», возникает над снежным покровом, температура которого на несколько градусов ниже точки замерзания; при этом на всех окружающих предметах откладывается толстый слой инея (изморози). Туман над снежным покровом, как правило, появляется только при температуре, близкой к точке замерзания, а также при температуре ниже —40 °С. См. *Влажность, Облака, Осадки, Роса, Смог, Точка росы, Физика облаков.*

Дж. Р. Фалкс

Лит.: F. Cross, Jr., and D. Furehand (eds.), *Air Pollution Meteorology*, 1976; T. F. Malone (ed.), *Compendium of Meteorology*, 1951; S. Pettersen, *Weather Analysis and Forecasting*, vol. 2, 2d ed., *Weather and Weather Systems*, 1956.

Турбулентность при ясном небе

Согласно определению Национального комитета по изучению турбулентности при ясном небе, включает в себя все виды турбулентности в свободной атмосфере, которые представляют интерес для авиации, но не проявляются визуально или не сопровождаются видимым проявлением наличия конвективных процессов (например, конвективной облачностью). В это понятие включается турбулентность в перистых облаках, в тех случаях когда она не сопровождается визуальным проявлением конвективных процессов.

Приведенное определение турбулентности при ясном небе (ТЯН) предполагает рассмотрение только таких случайных атмосферных процессов, которые вызывают болтанку летательных аппаратов (самолетов, ракет и т. п.) вдали от облаков кучевых форм. Появление болтанки самолета при полете в турбулентном пограничном слое над земной поверхностью не является для опытных пилотов неожиданностью, так как известно, что неоднородность и неравномерное нагревание земной поверхности вызывают образование нерегулярных восходящих и нисходящих потоков. Более опасны случаи ТЯН на больших высотах (в верхней тропосфере и стратосфере), где ее наличие нельзя определить визуально; там она может стать причиной серьезного повреждения самолета и представлять опасность для пассажиров и экипажа.

Воздействие на летательные аппараты. Внезапные восходящие и нисходящие потоки, если они достаточно сильны, вызывают вертикальные ускорения самолета, которые ощущаются как толчки. С другой стороны, управляемый снаряд, поднимаясь вертикально вверх и пересекая атмосферу, может быть сбит с курса при прохождении атмосферных слоев с резко меняющимися скоростью или направлением ветра (или с обеими характеристиками одновременно). Обычно система управления ракетой следит за изменением ветра. Тем не менее при взаимодействии с изменяющимся ветровым потоком снаряд находится под действием напряжений сдвига, которые могут быть нежелательными или даже опасными.

Болтанка самолета зависит не только от скорости нисходящего или восходящего потока, но и от того, насколько внезапно самолет попадает в область влияния этих потоков. Следовательно, большие вихри в атмосфере оказывают меньшее воздействие на самолет, чем малые вихри с теми же скоростями порывов ветра, так как в больших вихрях переход в зону влияния вертикальных потоков происходит постепенно, и пилот имеет больше времени для того, чтобы приспособиться к этому воздействию. Самолеты, скорость которых мала, по этой же причине обычно меньше подвержены влиянию ТЯН, чем высокоскоростные самолеты. Тяжелый самолет будет двигаться более плавно, чем легкий, поскольку одинаковые вертикальные движения воздуха сообщают тяжелым самолетам меньшие вертикальные ускорения. Самолет с гибкими плоскостями меньше подвержен влиянию турбулентности, чем самолет с жесткими крыльями, так как гибкие плоскости способны демпфировать большую часть ударов, наносимых атмосферными вихрями. Однако эти удары не проходят бесследно, поскольку непрерывные процессы изгибания и выпрямления крыльев вызывают «усталость металла», что приводит к со-

кращению сроков эксплуатации самолета. Таким образом, ТЯН ставит экономические проблемы перед конструкторами самолетов — как военных, так и гражданских.

Из сказанного ясно, что повторяемость числа случаев ТЯН зависит не только от атмосферных условий, но также от типа самолета и условий полета (скорость, высота и т. п.). Вихри, горизонтальные размеры которых составляют 20—200 м, будут восприниматься реактивным дозвуковым самолетом как ТЯН. Более мелкие вихри вызовут только незначительную вибрацию обшивки, тогда как вихри бóльшего размера самолет пересечет плавно.

Условия возникновения. Ниже будет обсуждаться реакция самолетов различных типов на воздействие турбулентности. В настоящем разделе особое внимание будет уделено атмосферным условиям, которые оказывают влияние на полет

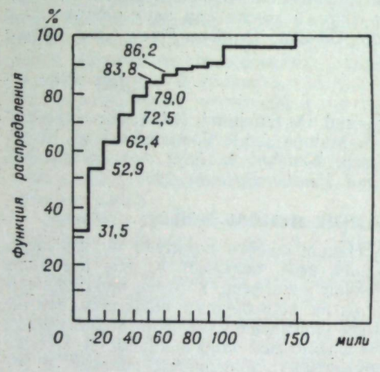


Рис. 1. Горизонтальная протяженность турбулентных зон при наличии ТЯН, наблюдавшаяся при проведении эксперимента по проекту «Струйное течение». *(По N. W. Cunningham)*

самолетов только одного типа, а именно дозвуковых реактивных самолетов. Протяженность областей, охваченных ТЯН, обычно (но не всегда) относительно мала, так что продолжительность болтанки невелика. Из рис. 1 видно, что в 52,9 % отмеченных случаев ТЯН горизонтальная протяженность турбулентной зоны не превышала 32 км, а в 83,8 % случаев — 112 км. Для реактивного самолета, движущегося со скоростью 800 км·ч$^{-1}$, такие участки турбулентности будут ощущаться только в течение нескольких минут.

ТЯН чаще всего возникает вблизи струйных течений, там, где велик вертикальный сдвиг скорости ветра — над и под осью струи, которая соответствует максимуму скорости ветра. Сюда относятся и области, лежащие в стратосфере (над тропосферой) вблизи струйного течения. Выяснилось также, что ТЯН чаще возникает над горами, чем над равниной или океаном, особенно если течения нижних уровней направлены перпендикулярно горному хребту и происходит образование стоячих подветренных волн. Эти волны часто можно обнаружить в виде чечевицеобразных облаков (Ac lent.), смещающихся вниз по потоку от горного хребта. На рис. 2 схематически показано образование волн и формирование турбулентного слоя над тропопаузой. См. *Струйное течение.*

Природа ТЯН. Поскольку рассматриваемый нами условный самолет более чувствителен к флуктуациям вертикальной составляющей скорости, чем к флуктуациям горизонтальной составляющей, при описании явления ТЯН будет достаточно показать, как возникают вертикальные порывы. (Выше уже было сказано, что такого анализа будет недостаточно для расчета траектории снарядов, на движение которых оказывает влияние изменение средней скорости ветра по высоте. Эти изменения, однако, не обязательно связаны с условиями турбулентности, а могут быть отражением средней вертикальной структуры атмосферных течений, которая обычно медленно меняется на протяжении нескольких часов.) Вертикальные движения, горизонтальные масштабы которых позволяют рассматривать их как ТЯН, могут быть обусловлены конвекцией в тонких термически неустойчивых слоях. Если такие слои имеют достаточную толщину, вертикальные движения обычно сопровождаются образованием облаков. Соответствующая этим случаям турбулентность не классифицируется как ТЯН. Турбулентность в атмосферных слоях, прилегающих к земной поверхности, обычно вызывается именно такими конвективными восходящими и нисходящими движениями.

Вблизи струйных течений и в стратосфере ТЯН встречается внутри термически устойчивых слоев или вблизи них (теплый воздух в этих слоях расположен над холодным воздухом). Вертикальный сдвиг скорости ветра, если он достаточно велик, нарушает устойчивость ламинарного потока и приводит к образованию вихрей разных размеров. Вихри диаметром от 20 до 200 м будут ощущаться как ТЯН, если их кинетическая энергия достаточно велика для того, чтобы вызвать ускорения пролетающего через них самолета.

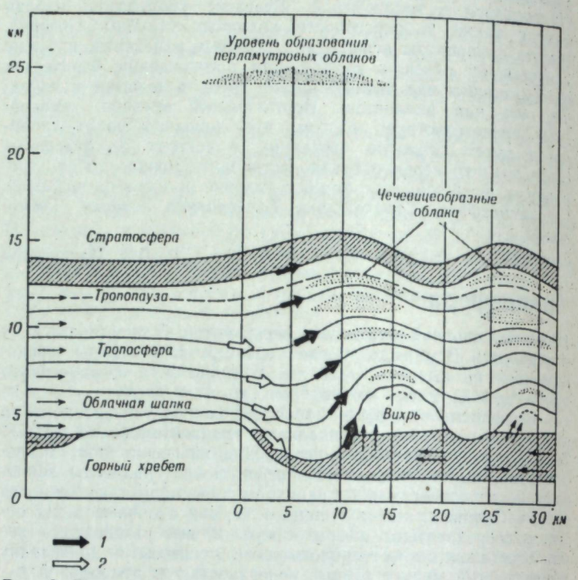


Рис. 2. Воздушные потоки в атмосфере и условия турбулентности в зоне типичного волнового возмущения над горным хребтом. *(По C. S. Jenkins)*

1 — восходящие движения (максимум 25 м·с$^{-1}$), *2* — нисходящие движения.

На рис. 3 схематически показано, как волновые движения в переходной области между холодным и теплым слоями воздуха, движущимися с разными скоростями (большие черные стрелки), разрушаются, превращаясь в турбулентные вихри (маленькие стрелки). Если построить график зависимости между характерным размером вихрей (т. е. «длиной волны») и кинетической энергией единицы массы, отнесенной к волновому числу, можно ясно увидеть, что кинетическая энергия увеличивается с ростом длины волны. Такой график представлен на рис. 4 (u_g, v_g, w_g — компоненты скорости воздуха, соответственно параллельная направлению движения самолета, боковая и вертикальная).

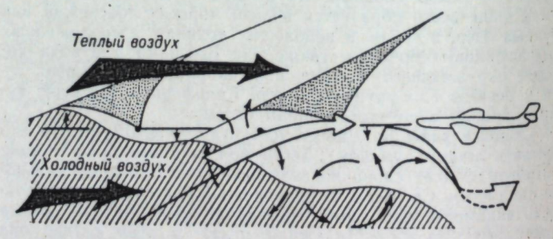


Рис. 3. Схема распределения воздушных потоков в окрестности волнового возмущения, образовавшегося под влиянием вертикального сдвига ветра.

Даже если кинетическая энергия больших вихрей весьма велика, дозвуковые реактивные самолеты не испытывают болтанки, поскольку они плавно переносятся этими вихрями или волнами. Сверхзвуковые самолеты по-другому реагируют на крупномасштабные вихри и могут при тех же условиях отмечать наличие ТЯН.

Из рис. 4 видно, что средняя по трассе полета энергия $\bar{w}$-компоненты скорости волн длиной более 300 м оказывается меньше, когда самолет летит по нормали к направлению ветра, чем когда он летит против ветра (см. рис. 3). Самолет, движущийся навстречу ветру (ветер — большие черные стрелки), будет встречать на своем пути не только мелкомасштабные турбулентные вихри (тонкие стрелки), но и восходящие и нисходящие потоки, связанные с наличием длинных волн, навстречу которым он летит. Если полет будет происходить параллельно гребням волн (на рис. 3 направление, перпендикулярное плоскости рисунка), то самолет будет реагировать на турбулентность, вызванную мелкомасштабными вихрями, но не будет испытывать влияния длинных волн.

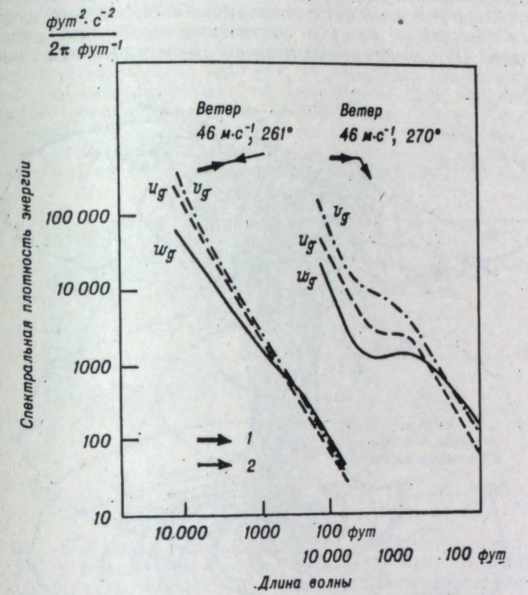


Рис. 4. Распределение кинетической энергии турбулентности в зависимости от длины волны. Данные получены в Австралии Управлением Королевских Воздушных сил, Фарнборо, Англия.

1 — направление ветра, *2* — курс самолета.

Несмотря на то что в результате многочисленных исследований физическая природа ТЯН стала более понятной, методы прогноза и современные средства предупреждения ТЯН нуждаются в дальнейшем усовершенствовании. См. *Метеорология.*

Элмар Р. Рейтер

Лит.: E. R. Reiter, *Jet Streams: How Do They Affect Our Weather*, 1967; E. R. Reiter, *Jet-Stream Meteorology*, 1963; Society of Automotive Engineers, *Proceedings of the National Meeting on Clear Air Turbulence*, 1966.

Ураган

Тропический циклон, в котором максимальная скорость ветра достигает значения 33 м·с$^{-1}$ или превышает его; в западных районах Тихого океана в северном полушарии известен под названием «тайфун». Во многих тропических циклонах ветер не достигает такой силы.

Максимальная скорость ветра в урагане у поверхности достигает 90 м·с$^{-1}$. Однако самые большие человеческие жертвы и материальный ущерб связаны не с непосредственным воздействием ветра на сооружения, а с наводнениями, сопровождающими приливную волну урагана либо вызванными внезапным речным паводком.

Тропические циклоны ураганной силы наблюдаются в низких широтах всех океанов за исключением Южной Атлантики и восточного побережья южной части Тихого океана, где сочетание довольно низких температур воды и резкого изменения с высотой преобладающих ветров препятствует образованию центрального теплого ядра в слое достаточной толщины. В то же время именно наличие такого ядра способствует формированию системы ветровых течений урагана.

В США материальный ущерб, нанесенный ураганами, за последние два десятилетия устойчиво возрастал в связи с увеличением числа сооружений в прибрежной зоне. Однако численно уменьшилось. Это обусловлено главным образом тем, что работа службы штормовых предупреждений стала более точной и эффективной благодаря использованию результатов наблюдений, выполненных с помощью самолетов и спутников, и повышению уровня всеобщего образования. Совершенствование методики прогноза ураганов уменьшило ошибку при определении района, в котором ураган обрушивается на побережье, и значительно снизило вероятность больших ошибок прогноза.

Структура и движение. У земной поверхности ураган представляет собой почти круговой вихрь, диаметр которого составляет 400—800 км. Однако распределение его динамических и термодинамических характеристик в пределах вихря несимметрично. Циклоническая циркуляция (против часовой стрелки в северном полушарии) простирается фактически до верхней границы тропосферы (15 км). В нижнем слое (толщиной 2—4 км) ветер отклоняется к центру и усиливается в направлении низкого давления, достигая максимальных зна-

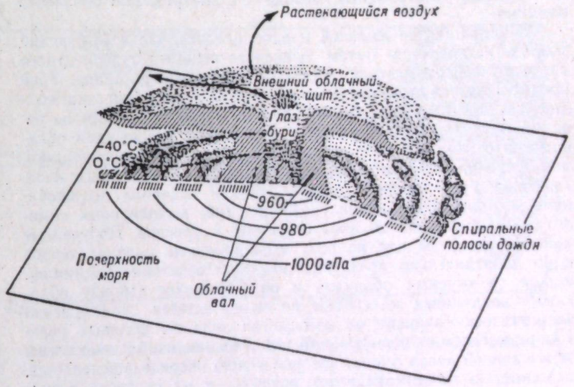


Рис. 1. Модель циркуляции в урагане и структура облаков.

чений в узкой кольцеобразной зоне, окружающей центр циклона и удаленной от него по радиусу на 20—30 км. Здесь устанавливается приблизительный баланс между направленной внутрь циклона силой барического градиента и направленными в противоположную сторону центробежной и кориолисовой силами, так что воздух, не имея возможности дальше двигаться радиально к центру, вытесняется вверх, перенося количество движения, полученное в нижних слоях. Перемещаясь вверх через теплое ядро, частицы воздуха вскоре достигают уровня, на котором силы горизонтального барического градиента ослабевают. Возникающая разность действующих сил приводит к тому, что воздух отклоняется наружу от центра и вливается в циркуляцию внешнего потока, переносящего завесу разорванных облаков, известную под названием «внешний облачный щит». Циркуляция массы воздуха (внутрь вихря, вверх и из вихря) с интенсивностью около 2·10^6 т·с$^{-1}$ работает и как своеобразный тепловой насос. Источником энергии служит теплота конденсации и замерзания, освобождающаяся, когда водяной пар, принесенный из окружающих районов и поступивший с поверхности океана, поднимается вверх и охлаждается. При этом внутри или вблизи зоны максимальных ветров возникают высокие кучевые облака, которые представляют собой «трубопровод» для переноса массы в вышележащие слои. В развитом урагане они сливаются в сплошную стену кучево-дождевых облаков, окружающих небольшое пространство, известное под названием «глаз бури», где облачность минимальна, дождя нет и ветры относительно слабы. Циркуляция в циклоне не только приводит к формированию облачного вала, но и создает семейство спиральных полос дождя, которые движутся против часовой стрелки вокруг центра вихря (рис. 1).

Вся система урагана движется в окружающем пространстве под влиянием взаимодействия между циркуляцией фонового потока и циркуляцией самого вихря. Это взаимодействие создает систематическую разность между массами воздуха, втекающего и вытекающего из определенного квадранта или сектора, что вызывает колебания давления, приводящие к смещению ядра. Таким образом, движение урагана определяется взаимодействием с фоновым потоком всех слоев воздуха от основания вихря, где потоки направлены внутрь урагана, до

верхней его границы, на которой воздух растекается по горизонтали. Большинство тропических циклонов достигают силы урагана в полосе слабых, но устойчивых пассатных ветров и смещаются к западу со скоростью 5—8 м·с$^{-1}$ до границы субтропического антициклона, где они имеют тенденцию отклоняться к северу в зону сильного западного переноса средних широт и перемещаются к востоку часто со скоростями, превышающими 15,4 м·с$^{-1}$.

Источники энергии и ее трансформация. Наличие теплого и более легкого воздуха в центре циклона создает горизонтальный перепад давления, определяющий скорость ветра в урагане. Существование этого теплого воздуха поддерживается мощными кучевыми облаками, но не только за счет выделения теплоты фазовых переходов воды при процессах конденсации. Ранние диагностические численные модели урагана, не учитывающие этого обстоятельства, приводили к неестественно быстрому развитию урагана и далеким от реальных значений расчетным перепадам давления. Это потребовало усовершенствования метода параметризации облачного влияния.

В большинстве моделей предполагалось, что окружающий воздух нагревается путем непосредственного турбулентного переноса содержащегося в облаках избыточного тепла. Грей предположил, что существование теплого ядра урагана поддерживается главным образом за счет адиабатического нагревания воздуха, опускающегося вниз между отдельными облаками. Это означает, что параметризация энергии, необходимой для формирования и движения урагана, должна быть иной. Гипотеза Грея нашла подтверждение в недавних исследованиях, посвященных анализу наблюдений, выполненных самолетом-лабораторией во время полетов в урагане. Полученные данные показали, что во всех исследованных случаях теплое ядро действительно представляло собой сочетание поднимающихся (в кучевых облаках) и опускающихся (между облаками) воздушных масс. Тем не менее полная сила урагана энергетически зависит от количества теплоты фазовых переходов, высвобождающейся при конденсации в облачной стене, окружающей «глаз бури», которое в свою очередь определяется влажностью поднимающегося воздуха, и от скорости вертикального переноса. Скорость вертикального переноса зависит от характера циркуляции фонового потока, которая может стимулировать конвергенцию потоков на нижних уровнях и дивергенцию потоков у верхней границы тропического циклона. Более 75 % водяного пара, являющегося источником энергии для урагана, поставляется извне через его внешние границы, поэтому решающий вклад в энергетический баланс вносят потоки тепла и водяного пара, которые циклон получает, проходя над нагретыми участками поверхности океана. Этот источник играет решающую роль, так как именно он определяет превращение тропического циклона с сильным ветром в настоящий ураган.

Поток энергии из океана в атмосферу иногда ослабляется за счет механизмов обратной связи. Теоретически и экспериментально было показано, что в следе урагана происходит понижение температуры морской поверхности, причиной которого является усиленное перемешивание и апвеллинг в приповерхностном слое воды, обусловленные очень большим напряжением трения на поверхности. Максимальное понижение температуры составляет 2—5 °С, когда ураган движется со скоростью, меньшей, чем скорость гравитационных волн в термоклине (2—4 м·с$^{-1}$). Этого понижения оказывается достаточно для того, чтобы существенно уменьшить поток тепла на границе вода—воздух и силу ветра в системе. См. *Взаимодействие океана и атмосферы.*

Вопрос о параметризации теплоты фазовых переходов воды, выделяющейся в урагане, является камнем преткновения при моделировании ураганов и остается до сих пор не решенным. Однако достигнут определенный прогресс в моделировании других характеристик урагана; особенно заметного успеха добились Антис и Розенталь. Трехмерная асимметричная модель урагана Антиса (рис. 2) воспроизводит циркуляцию урагана в трехмерном пространстве, включая образование облачного вала и спиральных полос дождя. Такие успехи являются необходимой предпосылкой для разработки методов эффективного гидродинамического прогноза и вселяют уверенность, что эта задача разрешима.

Образование урагана. В среднем за год в том или ином районе земного шара образуется около 70 тропических циклонов средней и ураганной силы. Эта цифра на 15—20 % превышает среднее климатическое значение, полученное до того, как стала доступной спутниковая информация, которая поступает с начала 60-х гг. В среднем 9 циклонов приходится на Северную Атлантику, 16 — на восточные районы Тихого океана в северном полушарии, 24 — на западные районы Тихого океана в северном полушарии. Тропические циклоны наблюдаются также в центральной и западной частях Тихого океана в южном полушарии, в Бенгальском заливе, в Аравийском море и в южных районах Индийского океана (рис. 3). См. *Метеорологические спутники.*

Возмущения, иногда называемые зародышевыми, из которых развивается тропический циклон ураганной силы, возникают главным образом в тропических широтах, где пассатные ветры вторгаются в экваториальную область низкого давления (эти районы называют внутритропической зоной конвергенции (ВЗК)). Некоторые циклоны зарождаются над континентами. Зародышевые возмущения, включающие в себя скопления конвективных облаков диаметром 300—500 км, часто перемещаются через тропические районы океана на расстояние более 2000 км как обычные ливни, прежде чем разовьется замкнутая циркуляция и скорость ветра достигнет потенциально опасных значений. См. *Тропическая метеорология.*

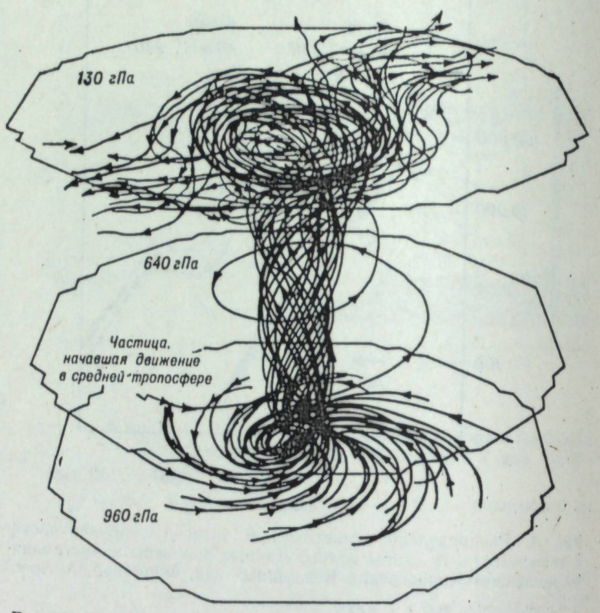


Рис. 2. Траектории частиц, полученные в результате численного эксперимента с трехмерной моделью урагана, за 8 сут (с 90-го по 282-й час с интервалом 9 ч). *(Из R. A. Anthes, S. L. Rosenthal and J. W. Trout, Preliminary results from an asymmetric model of the tropical cyclone, Mon. Weather Rev., 99: 744—758, 1971)*

Все частицы начинали движение в нижней части пограничного слоя атмосферы, за исключением одной, которая начала двигаться в средней тропосфере.

В Северной Атлантике каждый год приблизительно 100 зародышевых возмущений пересекают тропический пояс, причем более половины из них выходят с Африканского континента севернее ВЗК. В субтропиках некоторые возмущения образуются из холодных циклонов, некоторые — после прохождения размывающихся холодных фронтов или на линии сдвига ветра. Следует отметить, что независимо от способа образования возмущения среднее квадратическое отклонение от среднего значения, равного 100 зародышевым возмущениям в год, составляет всего восемь таких образований. Для метеорологического процесса это указывает на достаточно высокую стабильность повторяемости явления. Особенно трудно объяснить, почему из 100 возможностей развития тропического циклона реализуются в среднем только девять (т. е. только девять зародышевых образований превращаются в опасный ураган, и среднее квадратическое отклонение от этого числа равно 4).

Два хорошо известных фактора ограничивают дальнейшее развитие зародышевых образований; один из них — температура морской поверхности. В начале 50-х годов было установлено, что для поддержания турбулентного потока тепла, достаточного для генерации циклонического вихря в начальной

стадии, температура морской поверхности должна превышать 26 °С. Другим фактором является изменение преобладающих ветров с высотой. Если скорости ветра в нижней тропосфере заметно отличаются от скоростей ветра в верхней тропосфере, тепло, выделяющееся при конвективном подъеме воздуха или при его оседании между конвективными облаками, не может сохраняться в вертикальном столбе воздуха, высота которого недостаточна для того, чтобы обеспечить падение давления, необходимое для возникновения ураганных ветров. Во многих случаях, однако, циклогенез не наблюдается, хотя указанные ограничения отсутствуют.

Работы Гарстанга, основанные на наблюдениях, проведенных в экспедициях БОМЭКС (Барбадосский океанографический и метеорологический эксперимент) и АТЭП (Атлантический тропический эксперимент ПИГАП) в 1969 и 1974 гг., указывают на некоторые дополнительные условия, необходимые для вырождения тропического циклона. Эти исследования показали, что развивающаяся конвекция даже при наличии вынужденного притока воздуха из окружающих районов океана может самовырождаться по нескольким причинам. Вертикальное перемешивание при конвекции приводит к переносу более сухого, иногда более холодного воздуха в нижние, подоблачные слои, что уменьшает их энтальпию и влажность. Этот процесс также увеличивает термическую устойчивость подоблачного слоя. Общий результат сводится к тому, что развитие возникшей конвекции часто прекращается. Этот процесс вырождения может быть приостановлен только в том случае, если в окружающем пространстве возникнет конвективное перемешивание, что приведет к переносу частиц воздуха, обладающих существенно большим количеством движения, в приповерхностные слои и увеличит массу в процессе конвекции. Любопытно, что последнее условие, по-видимому, предполагает специфическое распределение конвективных элементов в пространстве. Дальнейшие исследования процессов, формирующих это распределение, помогут получить ответ на один из самых трудных вопросов метеорологии: почему ураганов так мало?

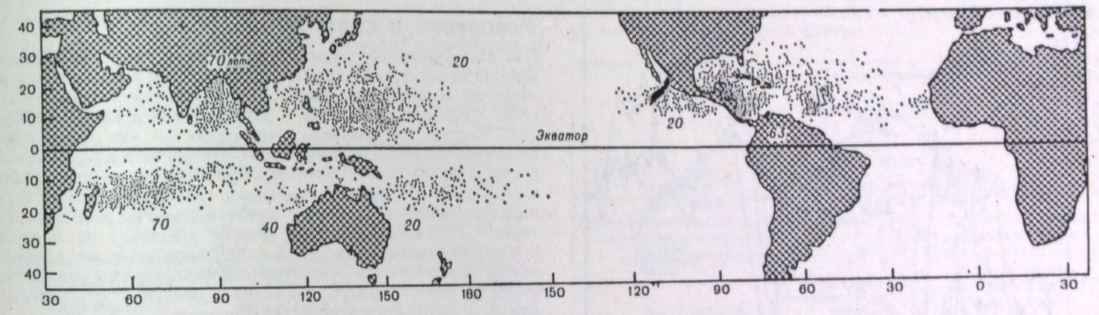


Рис. 3. Районы земного шара, где происходит зарождение тропических циклонов. *(Из W. Gray, Global view of the origin of tropical disturbance, Mon. Weather Rev., 96(10): 670, 1968)*
Цифры указывают, за какое количество лет обобщены данные.

Прогноз. В большинстве методов прогноз ураганов ограничивается расчетами траектории движения и места выхода центра циклона на сушу. Это объясняется, в частности, тем, что прогноз места выхода урагана на сушу чрезвычайно необходим при подаче штормовых предупреждений и определении размеров области возможного наводнения, население которой подлежит эвакуации. Изменение силы урагана (часто совершенно поразительное, когда ураган приближается к побережью) так тесно связано с процессами в кучевых облаках и с нелинейным взаимодействием между фоновым потоком и циклоном, что успешность прогноза до сих пор зависит главным образом от анализа наблюдений, проводимых с помощью разведывательных самолетов и спутников. См. *Обнаружение атмосферных вихрей.*

В настоящее время прогноз ураганов составляется на основе численных моделей; он сочетает в себе данные расчета фоновых изменений по модели краткосрочного гидродинамического прогноза со статистической и аналоговой информацией о поведении урагана, и позволяет получить наиболее вероятное положение центра урагана каждые 12 ч с общей заблаговременностью до 72 ч. Последний вариант такой методики, используемый сейчас в Национальном центре по изучению ураганов в Майами, разработан Хоупом и Ньюманом (методика NHC-73). Начиная с 50-х годов предпринимаются попытки разработать динамическую модель, по которой можно было бы рассчитать скорость и направление движения урагана. Наиболее удачной моделью является модель Сандерса (SANBAR) — однослойная баротропная фильтрованная модель, в которой в качестве входных данных используются средние скорости ветра в слое 100—1000 гПа. Это единственная модель, которая используется на практике в США. Первую трехмерную асимметричную прогностическую модель разработал Миллер.

Однако практическое использование почти всех динамических моделей связано с рядом трудностей. К ним прежде всего относится проблема начальных условий, которая состоит в том, что при машинном счете приходится либо заменять реальную циркуляцию фиктивной (или даже задавать параметры вихря в одной точке), либо использовать в модели очень мелкий шаг сетки. Для реализации моделей с мелкой сеткой невозможно получить адекватные начальные данные наблюдений. Кроме того, если достаточно подробно описать физику процесса, то для прогноза на 24 ч даже с использованием самых современных ЭВМ потребуется громадное время.

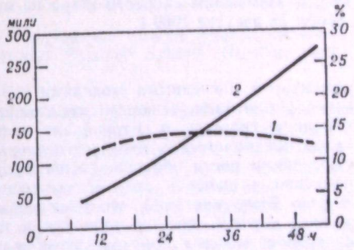


Рис. 4. Увеличение абсолютного значения (морские мили) векторной ошибки (*1*) и уменьшение (%) этой ошибки за период с 1962 по 1971 г. (*2*) в зависимости от заблаговременности прогноза. *(Из R. H. Simpson, Hurricane prediction, Science, Sept. 7, 1973, copyright 1973 by the American Association for the Advancement of Science)*

Перспектива существенного улучшения качества прогноза скорости и траектории движения урагана (рис. 4) является весьма неопределенной и не слишком многообещающей. Единственное, чего можно достичь с помощью некоторых усовершенствованных моделей независимо от того, являются ли они гидродинамическими или статистическими,— это уменьшить вероятность больших ошибок, приводящих к бедствиям. См. *Прогноз погоды.*

Активные воздействия. Систематические эксперименты по засеву облаков, направленные на уменьшение разрушительной силы урагана, начались в 1961 г., когда ураган Эсфирь в Атлантическом океане засевался кристаллами иодистого серебра в течение двух дней. После этого эксперименты проводились в ураганах Белла (1963), Дебби (1969) и Джинджер (1971). Целью таких экспериментов в рамках проекта Stormfury («Ярость шторма»), финансируемого правительством США, было уменьшение разрушительной силы ураганных ветров путем засева облаков, окружающих «глаз бури», кристаллами иодистого серебра. Стратегия, применявшаяся в этом экспери-

менте, состояла в принудительном выделении теплоты фазовых переходов воды в кучевых облаках, окружающих глаз бури, что, как предполагалось, должно было вызвать расширение облачного вала и зоны максимальных ветров или передвинуть их на большее расстояние от центра. В результате в силу закона сохранения абсолютного момента количества движения максимальная скорость ветра должна была бы уменьшиться.

В первоначальных гипотезах, выдвинутых Р. Симпсоном и Дж. Симпсон, на основе положений гидростатики доказывалось, что принудительное высвобождение теплоты фазовых переходов воды в кучевых облаках уменьшит давление у поверхности во внешних по отношению к зоне максимальных ветров областях и, следовательно, уменьшит градиент давления. Доказывалось, что это должно вызвать нарушение существующей циркуляции и способствовать смещению облачного вала дальше от оси вращения. После большого числа экспе-

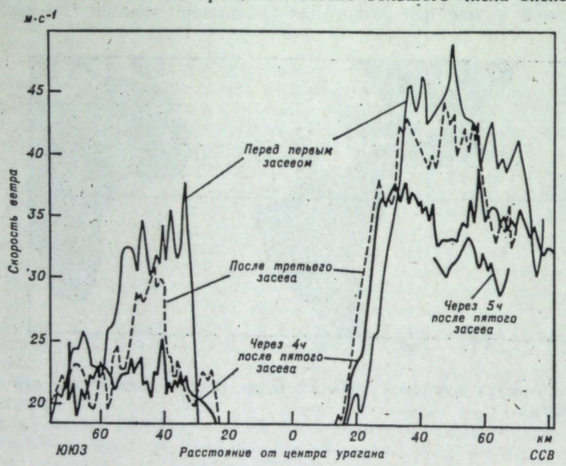


Рис. 5. Изменение скорости ветра на высоте 3660 м в урагане Дебби 18 августа 1969 г.

риментов с численными моделями этого процесса, проведенными Розенталем, Джентри предложила новую усовершенствованную гипотезу, в которой для достижения тех же самых целей предполагалось произвести засев, предназначенный для стимуляции роста облаков, расположенных радиально по отношению к внешней стороне кольцевой зоны максимальных ветров. Было показано, что увеличение сил плавучести, вызванное засевом, должно привести к проникновению облаков и переносу массы в зону дивергенции потока в вышележащих слоях, в результате чего облачный вал должен быть передвинут дальше от центра. Ожидаемый результат, как и ранее, должен был свестись к уменьшению максимальных скоростей ветра. Последняя гипотеза была положена в основу проведенного недавно эксперимента «Ярость шторма», хотя множество альтернативных и фантастических предложений по уменьшению потенциальной опасности ураганов остаются непроверенными. Особого внимания заслуживает предложение Грея использовать для засева уголь, что позволит увеличить поглощение радиации, в результате чего изменится режим конвекции и, следовательно, изменится циркуляция массы в урагане.

Результаты каждого экспериментального засева облаков, произведенного при выполнении проекта «Ярость шторма», были ответом на те или иные гипотетические предположения. Однако результаты оказались неубедительными, так как изменения были недостаточно велики и поэтому нельзя было исключить возможность того, что они были следствием естественных вариаций, встречающихся во всех ураганах. Поразительное уменьшение скорости максимальных ветров (на 31 %) было получено лишь в случае урагана Дебби в результате серии засевов, которые проводились через 90 мин (рис. 5).

Основная трудность при выполнении проекта «Ярость шторма» была связана с тем, что число ураганов, пригодных для проведения эксперимента, ограничено. Национальное управление по исследованию океана и атмосферы в 1976 г. планировало возобновить эксперименты в следующем году. Основными задачами этих экспериментов являются следующие.

1. Выяснить, содержится ли обычно в облаках такое количество незамерзшей влаги, которого достаточно для достижения результатов, предсказываемых теорией.

2. Установить, позволит ли исследуемый динамический эффект вызвать достаточные изменения уровня нагонной ураганной волны, поскольку наводнение — это самый большой источник потерь (как материальных, так и человеческих). См. *Физика облаков, Шторм.*

Роберт Симпсон, Джоан Симпсон

Лит.: G. E. Dunn and B. I. Miller, *Atlantic hurricanes*, 1964; W. Hess (ed.), *Weather and climate modification*, chaps. 14 and 15, 1974; W. J. Kotch and E. T. Harding, *Heavy weather guide*, 1965; E. Palmen and C. W. Newton, *Atmospheric circulation systems*, chap. 15, 1969 (Э. Пальмен, Ч. Ньютон, Циркуляционные системы атмосферы.— Л., 1973); R. H. Simpson, Hurricane prediction, Science, 181: 899—907, 1973.

Доп. лит.: Мамедов Э. С., Павлов Н. И. Тайфуны.— Л., 1974.

Ускорение и сила Кориолиса

Два альтернативных понятия, связанных с различием ускорений движения в неподвижной системе координат, которая не участвует во вращении Земли (абсолютное ускорение), и в системе координат, связанной с Землей (относительное ускорение). Частично это различие обусловлено тем, что любая точка на земной поверхности испытывает центростремительное ускорение, направленное перпендикулярно оси вращения Земли. Сумма этого ускорения и истинного гравитационного ускорения, направленного к центру тяжести планеты, образует ускорение свободного падения, которое действует по нормали к эллипсоидной поверхности Земли. В основном же разность между абсолютным и относительным ускорениями зависит от скорости относительного движения (движения относительно Земли) и называется ускорением Кориолиса.

Это ускорение в любой точке земной поверхности направлено по нормали к плоскости, проходящей через вектор скорости относительного движения $\mathbf{v}$ и вектор $\boldsymbol{\omega}$, параллельный вектору угловой скорости вращения Земли. Направление ускорения считается положительным в том случае, если, глядя на плоскость, проходящую через вектора $\mathbf{v}$ и $\boldsymbol{\omega}$, в этом же направлении, можно повернуть вектор $\boldsymbol{\omega}$ до его совмещения с вектором $\mathbf{v}$ по кратчайшей дуге по часовой стрелке. Ускорение Кориолиса равно удвоенному произведению скорости относительного движения, угловой скорости вращения Земли и синуса угла между векторами этих скоростей. Если вертикальный компонент скорости относительного движения мал, что обычно выполняется в случае крупномасштабных атмосферных движений, горизонтальный компонент ускорения Кориолиса перпендикулярен горизонтальному компоненту скорости относительного движения и направлен вправо от этого компонента в северном полушарии и влево — в южном.

Величина горизонтального компонента ускорения Кориолиса равна при этом удвоенному произведению горизонтального компонента скорости относительного движения (скорости ветра), угловой скорости вращения Земли и синуса широты. Таким образом, этот компонент ускорения всегда равен нулю на экваторе и максимален на полюсах, если скорость относительного движения не меняется с широтой. При решении многих физических задач ускорением Кориолиса пренебрегают, однако в метеорологических исследованиях динамики крупномасштабных воздушных течений его влияние необходимо учитывать, поскольку горизонтальная составляющая силы, обусловленной этим ускорением, оказывается вполне сравнимой с другими силами, действующими на движущуюся частицу воздуха.

Причину возникновения ускорения Кориолиса проще всего объяснить на примере движения воздуха у полюсов. Предположим, что частица воздуха пересекает Северный полюс и движется по меридиану к югу, так что наблюдателю, находящемуся на Земле, это движение представляется прямолинейным. Наблюдателю же, находящемуся вне Земли, это же самое движение будет представляться криволинейным с ускорением, направленным к востоку и обусловленным собственным вращением меридиана, по которому движется частица. Это ускорение и есть ускорение Кориолиса.

Необходимость учета ускорения Кориолиса следует из того факта, что второй закон Ньютона выполняется только в том случае, когда движение и ускорения рассматриваются в неподвижной системе координат. Таким образом, сумма сил, действующих на частицу воздуха, должна быть приравнена умноженной на массу этой частицы сумме ускорения Кориолиса и ускорения в системе координат, связанной с Землей (ускорения относительного движения). Часто более удобно приравнивать сумму сил одному ускорению относительного движения, умноженному на массу. В этом случае к действующим силам должна быть добавлена фиктивная сила, равная умноженному на массу ускорению Кориолиса, но направленная в противоположную сторону. Эта фиктивная сила и называется силой Кориолиса. Переход от понятия ускорения Кориолиса к понятию силы Кориолиса эквивалентен преобразованию уравнения движения, в котором член, описывающий влияние этого ускорения, переносится в другую часть равенства с соответствующей переменой знака.

Фредерик Сандерс

Лит.: A. H. Gordon, *Elements of dynamic meteorology*, 1962; J. R. Holton, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 1972.

Физика облаков

Изучение физики и динамики процессов, определяющих структуру и развитие облаков, а также процессов образования и выпадения осадков (снега, дождя, града).

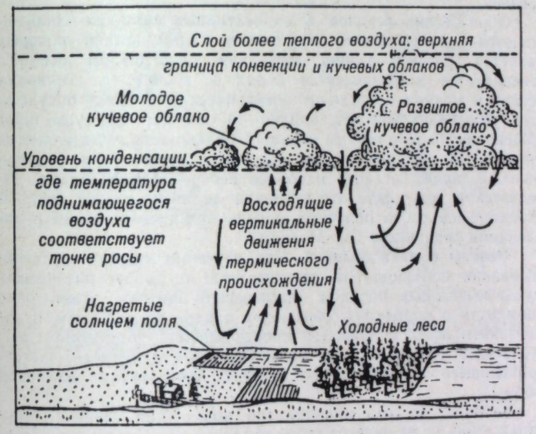


Рис. 1. Схема процесса образования кучевого облака. *(Based on photodisplay in Willetts Memorial Weather Exhibit, Hayden Planetarium, New York City)*

Важнейшими факторами являются движение воздуха, содержание водяного пара, а также количество и свойства взвешенных в воздухе частиц, которые действуют как центры конденсации и кристаллизации. В связи со сложностью атмосферных движений и чрезвычайно большой изменчивостью содержания водяного пара и количества частиц в воздухе, по-видимому, невозможно разработать детальную общую теорию развития облаков и образования осадков. Однако расчеты, основанные на существующих законах роста и объединения облачных частиц, а также на простой модели движения воздуха, позволяют дать приемлемое объяснение закономерностям процесса образования осадков для облаков различных форм.

Облакообразование. Облака образуются при подъеме влажного воздуха, который в результате непрерывного понижения давления расширяется и охлаждается. Относительная влажность воздуха возрастает до тех пор, пока он не достигнет состояния насыщения. Затем происходит конденсация (рис. 1) на некоторых из находящихся в воздухе частицах аэрозоля. Концентрация таких частиц колеблется от 100 частиц в 1 см³ и менее в чистом морском воздухе до 10^6 частиц в 1 см³ в сильно загрязненном воздухе промышленных центров. Некоторые частицы являются гигроскопическими, и конденсация пара на них начинается при относительной влажности воздуха менее 100 %. Однако для дальнейшей конденсации пара, приводящей к образованию облачных капель, воздух должен быть слегка пересыщен. К высокоактивным ядрам конденсации относятся прежде всего частицы соли, попадающие в атмосферу при испарении морских брызг. Однако, как было выяснено, частицы, образующиеся в результате процессов горения, обусловленных антропогенными факторами (например, лесные пожары), могут также являться ядрами конденсации. Скорость конденсации на ядрах тем выше, чем быстрее высвобождается пар в результате охлаждения воздуха. За счет конденсационного роста диаметр капли может увеличиться до значения порядка 0,01 мм. Концентрация таких капель составляет примерно несколько сотен в 1 см³, а образующиеся жидкокапельные облака не дают осадков.

Механизм образования и выпадения осадков. Развивающиеся облака связаны с восходящими движениями воздуха, скорость которых может существенно изменяться — от нескольких сантиметров до нескольких метров в секунду. Таким образом, необходимо, чтобы капли в облаке выросли до значительных размеров (скорость их падения должна составлять около 1 м·с⁻¹), поскольку они должны выпасть из облака, избежав испарения в ненасыщенном воздухе под облаком, и достигнуть поверхности Земли в виде мороси или дождя. Радиус капель мороси превышает 0,1 мм, диаметр же самых больших капель дождя может достигать 6 мм, а скорость падения — 10 м·с⁻¹. Образование относительно небольшого количества крупных капель из огромного числа мелких может происходить двумя путями.

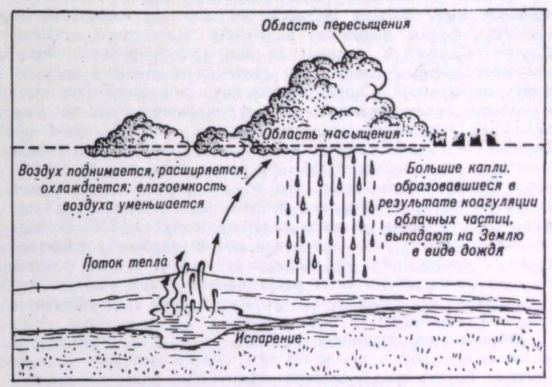


Рис. 2. Схема процесса образования дождя. *(Based on photodisplay in Willetts Memorial Weather Exhibit, Hayden Planetarium, New York City)*

Коагуляция. Облачные капли редко бывают одинакового размера. Это объясняется несколькими причинами. Капли растут на ядрах разных размеров и, кроме того, при несколько различных условиях, поскольку температура и пересыщение не одинаковы в различных частях облака. Некоторые мелкие капли, прежде чем попасть в более сухой окружающий воздух, могут оставаться внутри облака дольше, чем другие. Облачные капли, которые вырастают до размеров, несколько больших среднего, будут падать быстрее, чем мелкие капли, и поэтому будут сталкиваться и сливаться (коагулировать) с ними (рис. 2). Расчеты показывают, что в развитых облаках с мощными восходящими движениями и большой водностью такие капли будут перемещаться среди мелких капель достаточно долго для того, чтобы вырасти до размера дождевых капель. В тропиках и субтропиках такой коагуляционный механизм приводит к выпадению ливней из облаков, вершины которых не достигают уровня изотермы 0 °С и которые, следовательно, не могут содержать ледяные частицы, обусловливающие в большинстве случаев образование и выпадение осадков. Радиолокационные исследования позволяют предположить, что и в умеренных широтах процесс коагуляции капель также иногда может приводить к выпадению ливней, хотя впоследствии облака могут достигнуть высот, на которых в верхней их части возможно образование ледяных кристаллов.

Для того чтобы начался процесс коагуляции, необходимы капли диаметром 20 мкм.[1] Над океанами и прибрежными районами суши такие частицы могут поставляться в воздух морскими брызгами, однако во внутренних частях континента, где так называемых гигантских соляных частиц, по-видимому, недостаточно, благоприятные условия для начала коагуляции отсутствуют.

[1] Многие авторы считают, что для этого необходимы более крупные капли — диаметром 50—100 мкм. (*Прим. ред. пер.*)

Процесс с участием кристаллов льда. Этот механизм образования осадков реализуется только в том случае, если вершина облака достигает высоты, температура на которой ниже 0 °С; при этом капли в верхней части облака становятся переохлажденными. При температуре ниже —40 °С капли замерзают самопроизвольно, или спонтанно; при более высоких температурах капли могут замерзнуть, только если они «заражены» особыми мельчайшими частицами, которые называют ядрами кристаллизации. При падении температуры ниже 0 °С число активных ядер возрастает и среди капель появляется все больше кристаллов льда. Однако такая смесь капель и ледяных частиц не может быть устойчивой. Облачный воздух, обычно лишь слегка пересыщенный по отношению к каплям, оказывается довольно сильно пересыщенным по отношению к ледяным кристаллам, которые, следовательно, растут быстрее, чем капли. Через несколько минут растущие ледяные частицы приобретают определенную скорость падения, и некоторые из них, сцепляясь, образуют снежинки. Попадая в более теплые части облака в процессе выпадения, снежинки, однако, могут растаять, и осадки достигнут поверхности Земли в виде дождя.

Осадки из системы слоистообразных облаков. Развитые многослойные системы облаков большой протяженности, из которых осадки выпадают в течение длительного времени, обычно образуются в циклонах или вблизи фронтов. Такие облачные системы чаще всего связаны со слабыми восходящими движениями. Скорость этих движений составляет лишь несколько сантиметров в секунду, и сохраняются они по меньшей мере несколько часов. Несмотря на то что такие обширные системы дождевых облаков исследовались с помощью самолетов и радиолокаторов, они еще в полной мере не изучены. Однако установлено, что дождь, в отличие от мороси, из таких облаков выпадает нечасто, если температура вершины облака не опускается ниже примерно —12 °С. Отсюда можно заключить, что выпадение дождя связано с наличием ледяных частиц. Это подтверждается также и тем фактом, что при радиолокационном исследовании таких облаков сигналы принимают характерную форму, которая свидетельствует о таянии снежинок.

Образование ливневых осадков. Осадки из ливневых и грозовых облаков, в каком бы виде они ни выпадали (дождь, снежная крупа, град), обычно значительно более интенсивны и менее продолжительны по сравнению с осадками из слоистообразных облаков. Сами облака характеризуются значительной вертикальной протяженностью, мощными вертикальными движениями и большой водностью. Все эти факторы благоприятствуют быстрому росту облачных частиц, поскольку способствуют их слиянию или сцеплению.

В облаке, состоящем исключительно из жидких частиц, дождевые капли могут расти в результате коагуляции с мелкими каплями. Например, капля, поднимаясь над уровнем основания облака, будет расти за счет «вымывания» мелких капель. Когда такая капля становится слишком тяжелой, чтобы поддерживаться вертикальными движениями, она начинает падать, продолжая расти за счет того же самого механизма. Если облако имеет значительную вертикальную протяженность, то капли, достигнув в конце концов основания облака, выпадают в виде дождя.

В развитом облаке вертикальной протяженностью в несколько километров капля может вырасти до критического диаметра, при котором она еще сохраняет устойчивость (примерно 5 мм), до того, как достигнет основания облака. В этом случае капля дробится на несколько довольно больших капель, каждая из которых может продолжать самостоятельно расти и достичь критического размера. Число дождевых капель может таким образом увеличиваться настолько быстро, что через несколько минут вся накопленная в каплях масса воды не сможет более поддерживаться восходящими движениями и выпадет в виде сильного ливня. Еще легче такой процесс быстрого увеличения числа дождевых капель реализуется в тропиках. В умеренных широтах, где изотерма 0 °С расположена гораздо ниже, создаются более благоприятные условия для процесса осадкообразования с участием ледяных кристаллов. Однако многие ливни могут быть инициированы коагуляцией капель воды.

Ледяные кристаллы растут сначала за счет сублимации водяного пара, совершенно аналогично тому, как это происходит в слоистообразных облаках; однако после того как диаметр кристаллов достигнет 0,1 мм, основной вклад обычно вносят столкновения с переохлажденными каплями. При низкой температуре капли при столкновении замерзают, образуя снежную крупу. Плотность образующегося таким образом льда сравнительно невелика, поскольку между замерзшими каплями существуют воздушные прослойки; замерзшие капли содержат огромное число мельчайших пузырьков воздуха, в результате чего крупинки оказываются белыми и непрозрачными. Однако когда растущая крупинка проходит область, для которой характерны относительная высокая температура или относительно высокая влажность, либо то и другое вместе, выделение теплоты при таянии градины в воздух происходит недостаточно быстро для того, чтобы вся оседающая на ней вода немедленно замерзла. На крупинке при этом образуется влажная оболочка растаявшего льда, которая позднее может замерзнуть, образуя слой плотного относительно прозрачного льда. Перемежение слоев непрозрачного и чистого льда характерно для больших градин, однако формирование таких градин и элементы их структуры зависят от ряда факторов, таких, как концентрация, размер и скорость соударения переохлажденных облачных капель, температура воздуха и поверхности градин, а также размер, форма и аэродинамические характеристики градин. Гигантские градины диаметром до 10 см, которые причиняют громадный ущерб посевам, домашнему скоту, зданиям, чаще выпадают не при тропических грозах, а при грозах в континентальных районах умеренных широт. В качестве примера можно привести район Небраска—Вайоминг, США, где система крупномасштабных ветров в большой мере способствует образованию мощных гроз.

Образование осадков в конвективных облаках сопровождается электрическими эффектами, кульминацией которых является грозовой разряд. Механизм, посредством которого генерируется и разделяется заряд в грозах, а во время вспышки молнии происходит электрический разряд, обсуждается уже более 200 лет, однако до сих пор не существует общепринятой теории. Тем не менее большинство специалистов считает, что грозовой разряд связан с появлением ледяной фазы, а заряд, согласно наиболее перспективной теории, образуется в результате отскакивания ледяных частиц или незначительной части облачных капель при столкновении с падающими градинами. См. *Молния.*

Основы физики облаков. При изучении стадий осадкообразования исследователи сталкиваются с рядом интересных фундаментальных проблем классической физики. Достаточно упомянуть о проблемах, связанных с переохлаждением и замерзанием воды, с природой происхождения и способом действия ядер кристаллизации, механизмом роста ледяных частиц, приводящего к образованию ледяных кристаллов различной формы.

Установлено, что максимально возможная степень переохлаждения воды зависит от ее чистоты, объема капли и скорости охлаждения. Температура замерзания капель воды, в которой присутствуют частицы примеси, при постоянной скорости охлаждения линейно зависит от логарифма объема капель. Эта зависимость, полученная для капель воды диаметром от 10 мкм до 1 см, характерна для гетерогенной нуклеации и, возможно, является следствием того, что с понижением температуры льдообразующая активность атмосферных аэрозолей логарифмически возрастает.

Если из воды удалены все твердые частицы и она является абсолютно чистой, мелкие капли диаметром около 1 мкм могут быть переохлаждены до —40 °С, а капли диаметром 1 мм — до —35 °С. При таких температурах кристаллизация осуществляется спонтанно, без участия частиц примеси.

Природа действия ядер, необходимых для кристаллизации облачных капель при температуре выше —40 °С, все еще до конца не ясна. Измерения, проводившиеся в больших облачных камерах на самолетах, показали, что концентрация наиболее эффективных ядер, льдообразующая активность которых проявляется при температуре выше —10 °С, составляет всего лишь около 10 частиц в 1 м³ воздуха. Однако при понижении температуры концентрация ледяных зародышей возрастает логарифмически, достигая 1 $л^{-1}$ при —20 °С и 100 $л^{-1}$ при —30 °С. Поскольку эти значения составляют лишь сотую долю концентрации ядер, по-видимому, участвующих в образовании осадков, вероятно, существуют какие-то процессы размножения первоначального числа ядер. Лабораторные исследования позволили предположить, что к таким процессам могут относиться образование осколков снежных кристаллов, если те достаточно тонкие, и выбрасывание ледяных осколков из замерзающих капель.

Наиболее вероятным источником ядер кристаллизации являются частицы почв и минеральной пыли, переносимые на высоты воздушными потоками. Лабораторные исследования показали, что хотя большинство минералов относительно неактивны, ряд силикатных минералов — глины — вызывает образование ледяных кристаллов в переохлажденном облаке при температуре выше —18 °С. Основной компонент многих глин — каолинит, который активен при температуре ниже —9 °С, по-видимому, является главным источником ядер с высокой льдообразующей активностью.

В атмосфере часто отмечается дефицит активных ядер кристаллизации. Это привело к поискам искусственных ядер, которые можно было бы вводить в облако в большом количестве. Наиболее эффективным реагентом оказалось иодистое серебро, которое активно при температуре ниже —4 °С, в то время как иодид свинца и сульфид меди имеют пороговую температуру кристаллизации —6 °С.

Наиболее эффективными льдообразующими реагентами являются как естественные, так и искусственные кристаллы гексагональной формы, в которых расстояние между соседними рядами атомов отличается от аналогичного расстояния в кристаллах льда менее чем на 16 %. Однако еще более важными являются детали структуры поверхности ядра, которые лишь частично определяются геометрией кристалла. Это отчетливо

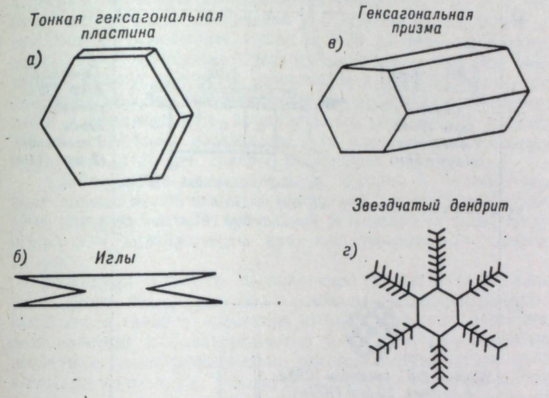


Рис. 3. Форма ледяных кристаллов, образующихся в различных температурных диапазонах.

а) 0. . .—3, —8. . .—12, —16. . .—25 °С; *б)* —3. . .—5 °С; *в)* —5. . .—8 °С, ниже —25 °С; *г)* —12. . .—16 °С.

подтверждается тем, что несколько сложных органических веществ, особенно стероидные соединения, внутренняя структура которых весьма отдаленно напоминает структуру льда, оказываются активными в качестве ядер кристаллизации при температуре вплоть до —1 °С.

В облаке при разной температуре формируются кристаллы различной формы. В облачной камере на тонкой нити можно вырастить снежные кристаллы любой формы, которая встречается в природе, и исследовать, таким образом, связь формы кристалла с температурой и пересыщением окружающего воздуха. При изменении температуры вдоль нити от 0 до —25 °С наблюдаются последовательно следующие формы кристаллов (рис. 3): гексагональные пластины—иглы—полые призмы—пластины—звездчатые дендриты—пластины—призмы. Столь значительные изменения формы кристаллов в сравнительно малом температурном диапазоне связаны, по-видимому, с характером миграции молекул воды между соседними гранями кристаллов, который в значительной степени зависит от температуры. Несомненно, что температура окружающего воздуха оказывает большее влияние на форму кристалла по сравнению с пересыщением, хотя последнее определяет скорость роста кристаллов, их линейные размеры и вероятность развития дендритных форм.

Искусственное вызывание осадков. Присутствия в облаке либо ледяных кристаллов, либо относительно больших капель воды (для того чтобы инициировать процесс коагуляции), по-видимому, достаточно для естественного процесса образования и выпадения осадков. Эксперименты по искусственному вызыванию дождя основывались на предположении, что незначительное количество осадков или их полное отсутствие обусловлены дефицитом естественных ядер и что этот дефицит может быть восполнен путем искусственного засева облаков сухим льдом или иодистым серебром для образования ледяных кристаллов либо с помощью введения капель воды или больших гигроскопических ядер. В случае засева сухим льдом ледяные гранулы диаметром 1 см забрасывают с самолета в верхнюю часть переохлажденного облака. Каждая гранула охлаждает тонкий слой воздуха, прилегающий к ее поверхности, до температуры ниже —40 °С и, по-видимому, образует 10^{12} мельчайших кристаллов льда, которые, пролетая сквозь облако, растут и сцепляются в снежные кристаллы. Для засева большого кучевого облака достаточно всего нескольких килограммов сухого льда. Несколько сотен экспериментов, проведенных в основном в Австралии, Канаде, ЮАР и США, показывают, что путем засева сухим льдом можно вызвать осадки из кучевых облаков, находящихся на соответствующей стадии развития, в то время как соседние облака, не подвергшиеся воздействию, осадков давать не будут. Однако следует отметить, что количество выпадающих при этом осадков обычно невелико.[1]

Использование самолетов при крупномасштабных экспериментах по вызыванию осадков из протяженных облачных систем над обширными территориями связано со значительными затратами. В таких случаях применяются наземные генераторы; создаваемый ими дым иодистого серебра поднимается восходящими потоками воздуха в верхнюю переохлажденную часть облака. При таком методе доставки аэрозоля отсутствует контроль за его дальнейшим распространением, и невозможно получить достоверные оценки концентрации льдообразующих ядер, достигших облака, а также времени, в течение которого иодистое серебро сохраняет льдообразующую активность в атмосфере. Обычно именно эти неизвестные факторы, а также отсутствие возможности точно определить вероятность выпадения осадков в том случае, если бы облако не засевалось, существенно затрудняют планирование и оценку крупномасштабных экспериментов.

На основе опубликованных данных нельзя с уверенностью сказать об успехе работ по увеличению количества осадков над обширными территориями. Действительно, в средних широтах дожди выпадают в основном из систем слоистообразных облаков, вершины которых достигают высот, где естественные ядра кристаллизации существуют в изобилии. Следовательно, не очевидно, что засев таких облаков приведет к существенному увеличению количества осадков, хотя, возможно, вмешательство в естественные процессы может привести к некоторому перераспределению осадков в пространстве.

Вероятно, в качестве дополнительного источника дождя или снега более перспективными являются переохлажденные облака, образующиеся при подъеме влажного воздуха вдоль склонов высоких гор. Непрерывное образование соответствующей концентрации ледяных кристаллов над наветренным склоном может привести к слабым снегопадам на подветренной стороне склона, поскольку восходящие потоки воздуха переносят водяной пар, за счет которого происходит рост кристаллов. Превращение сконденсированной влаги в снежные кристаллы существенно увеличивает вероятность того, что осадки, избежав испарения в подоблачном слое, достигнут поверхности горы. При этом, если засев будет продолжаться в течение длительного времени, может выпасть значительное количество осадков.

Результаты экспериментов, проведенных в подходящих для этой цели районах США и Австралии, показывают, что в ряде случаев засев приводил к увеличению сезонных осадков примерно на 10 %, но редко влиял на количество осадков, выпадающих в следующем сезоне. В целом очевидно, что последовательного и статистически значимого увеличения осадков получено не было. Вероятно, необходимо проведение многочисленных экспериментов по совершенствованию технологии засева, прежде чем можно будет оценить действительные результаты крупномасштабного засева облаков.

Попытки стимуляции коагуляционного процесса впрыскиванием водяных капель или диспергированных кристаллов соли в основание ливневых облаков были сделаны в Австралии, Пакистане, Восточной Африке и Карибском бассейне. Результаты этих экспериментов являются обнадеживающими, однако пока еще не позволяют сделать определенных выводов.

Гораздо более очевидными являются вселяющие оптимизм результаты воздействия на переохлажденные облака и туманы, при котором засев способствует образованию ледяных кристаллов, растущих за счет капель воды. Такой засев позволяет предотвратить формирование крупных градин в переохлажденных облаках.

Теория и технология воздействия на облака находятся еще на начальной стадии развития. Вероятно, дальнейшее

[1] Аналогичные результаты получены и в советских экспериментах. (*Прим. ред. пер.*)

изучение облачных процессов и механизмов осадкообразования откроет новые возможности и позволит усовершенствовать методы воздействия, что приведет к такому развитию науки, о котором сейчас можно только мечтать. См. *Воздействие на погоду.*

Бэйзил Дж. Мейсон

Лит.: N. H. Fletcher, *The Physics of Rainclouds*, 1962; B. J. Mason, *Clouds, Rain and Rainmaking*, 2d ed., 1975; B. J. Mason, *The Physics of Clouds*, 2d ed., 1971.

Физиология подводных погружений

С развитием подводных изысканий развернулись исследования влияния повышенного давления на физиологические функции организма при разных способах погружений — нырянии с задержкой дыхания, плавании с автономными дыхательными аппаратами, погружении в водолазных скафандрах и продолжительных подводных экскурсиях с насыщением крови газами дыхательной смеси. Быстрое совершенствование оборудования для подводных погружений и создание искусственных дыхательных смесей позволит человеку покорить негостеприимные морские глубины.

Со времени создания водолазного костюма и шлема важнейшим достижением техники подводных погружений явилось изобретение автономного дыхательного аппарата — акваланга, или скуба, принадлежащее французским ученым Кусто и Ганьяну (1943 г.). Вошедший в широкое употребление акваланг обеспечивает свободу движения в воде, недостижимую при погружении в водолазном шлеме, и позволяет длительное время находиться на глубинах до 30—45 м, недоступных для простого ныряльщика. Появление акваланга стимулировало подводные исследования. Следующим закономерным шагом явилось создание подводных убежищ. Первые выдающиеся подводные эксперименты, проведенные Кусто («Коншельф»), Бондом («Силэб-1, -2») и Линком («Мен-ин-си»), показали, что человек способен в течение длительного времени жить под водой при высоком давлении, используя для дыхания искусственную газовую смесь (рис. 1). Рекордным по глубине и времени явилось одно из погружений, осуществленных в 1964 г. по программе «Мен-ин-си», когда Стенюи и Линдберг были опущены в водолазном колоколе на морское дно — на глубину 130 м, после чего перебрались в надувную палатку и провели в ней целых два дня.

В 1967 г. были осуществлены опытные погружения в аппаратах промышленного образца — Красбергом (фирма «Вестингхауз») и Хеджпетом (фирма «Оушен Системз») на глубину 183 и 185 м в открытом море; было выполнено несколько насыщающих погружений продолжительностью 72 ч. В 1968 г. фирмой «Оушен Системз» были проведены психологические и физиологические эксперименты при погружении в открытом море до глубины 195 м. Акванавты работали на этой глубине по 5,5 ч в сутки при температуре воды 13,3—14,4 °С. Использовались термозащитные гидрокостюмы, предохраняющие тело от охлаждения. Каких-либо существенных нарушений работоспособности и физиологических функций при этом обнаружено не было. Однако акванавты не могли выполнять работу с такой же легкостью, как на суше.

В 1968 и 1969 гг. с помощью барокамер был имитирован ряд погружений до глубин порядка 300 м. Никаких пагубных нарушений физиологических функций и работоспособности не отмечалось ни в условиях покоя, ни при физических нагрузках. Погружения проходили в следующей последовательности: Бюльман, Цюрих, 300 м (120 мин); Бонд, ВМФ США, 245—307 м (5 мин); Галери, МСК и Шефер, ВМФ США, 240—330 м и 300 м (2 ч 47 мин на 300 м); Сальзано с сотрудниками, Университет Дьюка и ВМФ США, 300 м (3 сут). Брауэр (Университет Дьюка и Морская биологическая лаборатория в Райтсвилле) участвовал в имитационном глубоководном погружении в COMEX, Марсель. Он провел 5 мин на глубине 357 м и отмечал при этом появление сонливости.

Эксперименты 60-х годов были бы невозможны без успехов, достигнутых в области подводной физиологии, данные которой имеют исключительно важное значение для глубоководных погружений. Исследования физиологии дыхания газовыми смесями, проведенные ВМФ США и другими организациями, особенно при замене азота на гелий, оказались решающими для последующих более глубоких и продолжительных погружений.

Влияние давления. Когда ныряльщик уходит на глубину, давление окружающей воды быстро нарастает и вызывает сжатие газонаполненного пространства легких. На некоторой глубине между 30 и 90 м, в зависимости от индивидуальной емкости легких и прилива крови к органам грудной клетки, давление достигает порогового значения, которому грудная клетка и легкие противостоять не могут и сминаются.

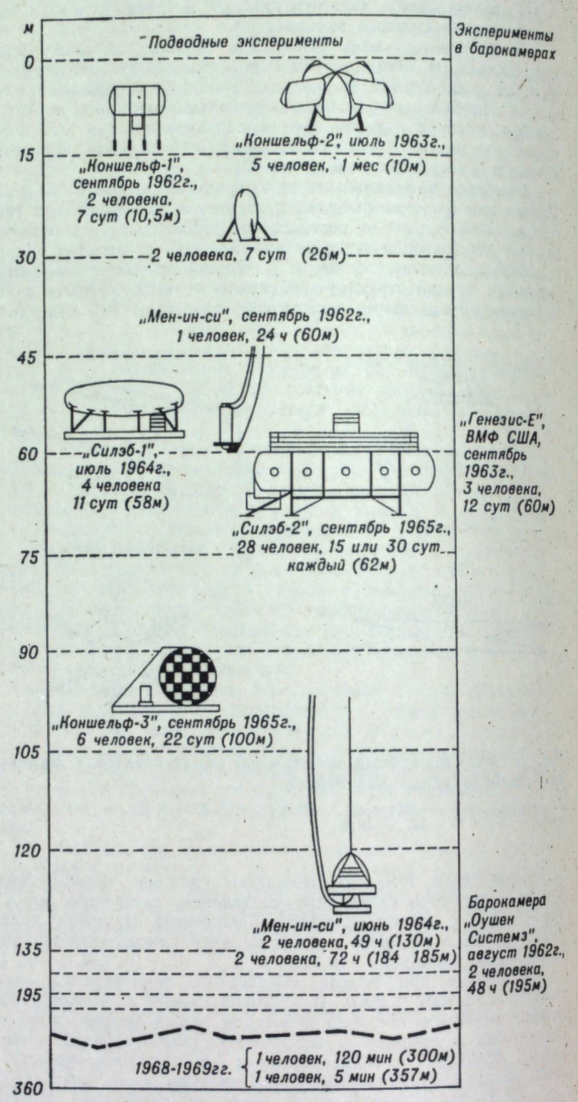


Рис. 1. История насыщающих погружений — даты, число акванавтов, продолжительность подводных и барокамерных экспериментов на подготовительных этапах текущих программ и достигнутая глубина.

При погружениях в водолазном шлеме и с аквалангом воздух подается подводнику под высоким давлением, что предотвращает смятие легких. Воздействие повышенного давления на подводников-пловцов отличается от тех воздействий, которые испытывают подводники, работающие в кессонах — в сухой сжатой среде, где нет перепадов гидростатического давления.

Закон Бойля. Под водой давление возрастает на 1 атм на каждые 10 м глубины. Согласно закону Бойля, объем газа уменьшается прямо пропорционально увеличению давления ($P_1V_1=P_2V_2$). Таким образом, на глубине 10 м, где давление равно 2 атм (1 атм — давление воздуха над водой и 1 атм — вес 10-метрового столба воды), объем газа уменьшается вдвое по сравнению с исходным объемом на уровне моря. На глубине 20 м давление равно 3 атм и газ сжимается до $^1/_3$ исходного объема.

Парциальные давления смешанных газов. Согласно закону Дальтона, давление, создаваемое каждым отдельным газом в смеси, не зависит от давления других газов в этой смеси. Общее давление газов в смеси является, таким образом, суммой парциальных (частных) давлений отдельных газов, присутствующих в смеси. Парциальное давление каждого газа равно произведению его концентрации на общее давление.

При погружении на глубину подводник испытывает возрастающее парциальное давление азота, кислорода и углекислого газа. Например, при 1 атм парциальное давление кислорода, соответствующее его 15 %-ной концентрации в легких подводника, равно 107 мм рт. ст., тогда как при дополнительном давлении 4 атм, что соответствует глубине 40 м ниже уровня моря, парциальное давление кислорода, концентрация которого теперь составляет 20,8 %, равно 623 мм рт. ст. (Поскольку указанная здесь концентрация кислорода соответствует измерению в сухом воздухе, суммарное атмосферное давление уменьшено на 47 мм рт. ст. с учетом давления водяного пара в альвеолярном воздухе при нормальной температуре тела.)

Азотный наркоз. Если подводнику подавать воздух при давлении, эквивалентном давлению столба воды 90 м, у него будут наблюдаться отклонения в поведении и восприятии окружающего, отмеченные Бенке в 1935 г. Для субъективных ощущений и психических реакций характерны эйфория, чрезмерная самонадеянность, сочетающаяся с притуплением умственных способностей, некритическое восприятие действительности и неспособность принимать быстрые точные решения. Эти же симптомы характерны для алкогольного опьянения. Кусто назвал данное явление «глубинным опьянением».

Слабо выраженные симптомы эйфории и безответственного поведения начинают проявляться на глубине порядка 40 м, которую считают предельной безопасной глубиной погружения для аквалангистов при продолжительности плавания 15 мин.

Механизм азотного наркоза еще окончательно не выяснен. Первые объяснения были основаны на гипотезе Мейера—Овертона о газовой анестезии, которая связывает наркотическое действие с растворимостью в липидах (жироподобных веществах) и коэффициентами распределения инертных газов в системе жир—вода. Теория, предложенная Полингом и Миллером, выводится из связи наркотического действия и давления диссоциации газовых гидратов, образующихся из инертных газов, в нервной системе. Вероятность развития азотного опьянения повышается с увеличением количества альвеолярной двуокиси углерода вследствие затрудненности дыхания.

Действие гелия. При использовании азотно-кислородных газовых смесей глубина погружения не превышает 90 м, что обусловлено явлением азотного наркоза и затрудненностью дыхания. Как было установлено, гелий превосходит азот по своим качествам как инертногазовый разбавитель для кислорода. Он стал использоваться для погружений на глубины больше 45 м. Рабочая глубина подводных операций возросла до 150 м. В 1962 г. Келлер, используя гелиево-кислородную дыхательную смесь, установил у побережья Калифорнии мировой рекорд погружения в открытом море, достигнув глубины 300 м. Сам гелий, вероятно, не оказывает значительного наркотического действия до глубины 450 м. Исходя из предположения, что наркотическое действие гелия в девять раз слабее, чем азота, Ланфьер охарактеризовал ухудшение работоспособности, вызываемое азотом и гелием на разных глубинах (рис. 2). Однако эту картину могут искажать другие факторы, под влиянием которых действие гелия может стать заметным уже на глубине 30 м. Беннет отмечал явление тремора, тошноты и приступы рвоты, а также ухудшение способности к арифметическим вычислениям на глубинах 180 и 240 м при дыхании смесью из 95 % гелия и 5 % кислорода. Он объяснил это снижением вентиляции легких и возникающей интоксикацией двуокисью углерода.

Гелий легче азота и потому снижает сопротивление дыханию. Кроме того, гелий хуже растворяется в тканях, чем азот. Поэтому при погружении гелий поглощается тканями тела в меньшем количестве, которое выводится из тканей при декомпрессии, не вызывая образования пузырьков.

Несмотря на эти достоинства, использование гелиево-кислородных смесей для погружений не уменьшило числа случаев воздушной эмболии при декомпрессии. Количество гелия, насыщающее ткани тела, составляет лишь 40 % соответствующего количества азота. Однако вследствие более быстрого захвата и выделения гелия тканями организма образование пузырьков облегчено, и поэтому безопасное отношение давления газа в организме и внешнего давления составляет для гелия лишь 1,7, тогда как для азота оно равно 3. Для погружения с гелиево-кислородными дыхательными смесями необходимо иметь специальное снаряжение и использовать таблицы декомпрессии.

Токсичность кислорода. Дыхание кислородом при концентрации более 65 % и давлении 1 атм, что соответствует парциальному давлению кислорода свыше 494 мм. рт. ст., неблагоприятно сказывается на большинстве теплокровных животных. В конечном счете, иногда уже через несколько недель или даже суток это приводит к смерти в результате токсичного действия кислорода на легкие. Дыхание кислородом при давлении примерно 2 атм вызывает судороги в разных частях тела. С увеличением глубины симптомы отравления развиваются за более короткое время. При повышении парциального давления кислорода его токсичность сказывается главным образом на центральной нервной системе.

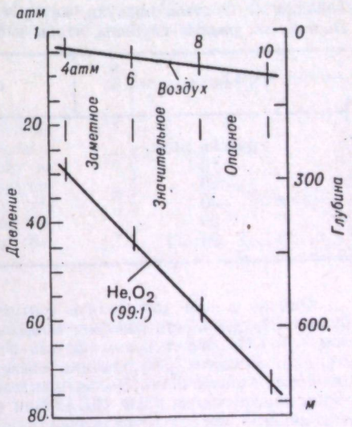


Рис. 2. Наркотическое действие инертных газов. (Из *E. H. Lanphier, in Proceedings of the 3d Symposium on Underwater Physiology, 1967*).

Отмеченное при глубоководных погружениях наркотическое действие воздуха распространено на большие глубины для смеси 99 % He и 1 % O_2 в предложении, что наркотическое действие гелия в девять раз слабее, чем азота.

В многочисленных экспериментах, проведенных с использованием мокрых барокамер, отмечались следующие симптомы кислородного отравления:

покалывание в пальцах рук и ног,
расстройство зрения,
звуковые галлюцинации,
психические расстройства, напоминающие умопомешательство,
путаница в мыслях,
неприятные дыхательные ощущения,
тошнота,
головокружение,
подергивания губ,
конвульсии эпилептического типа.

Какой-либо определенной последовательности в этих симптомах не отмечается. Большинство из них может предшествовать появлению конвульсий. С другой стороны, конвульсии могут появиться внезапно без всяких предварительных признаков и вызвать смерть глубоко погрузившегося подводника. Интересно отметить, что при устранении избыточного парциального давления кислорода конвульсии прекращаются. О каких-либо остаточных патологических эффектах сведений не сообщалось. Физические нагрузки при высоком давлении приводят к заметному уменьшению чувствительности к отравляющему действию кислорода и обычно вызывают учащение дыхания. Наиболее распространенный симптом, о котором сообщали подводные пловцы, испытавшие отравляющее действие кислорода,— это одышка, или затрудненное дыхание.

Отравление углекислым газом. Казалось бы, что при правильно сконструированном оборудовании и достаточном поддуве воздуха опасность накопления CO_2 будет минимальной. Однако вследствие механической затрудненности дыхания в условиях высокого давления в организме может происходить задержка CO_2. При отравлении углекислым газом могут отмечаться одышка, головные боли, головокружение, ощущение разогрева организма, суетливость или повышенная длительная активность.

При погружениях с задержкой дыхания отравление CO_2 особой опасности не представляет, так как CO_2 оттягивается из тканей и концентрации CO_2 в альвеолах и крови за время погружения остаются низкими. Кроме того, их легко контролировать скоростью всплытия. Отравление углекислым газом может представлять опасность при погружениях с аквалангом. Известны случаи необъяснимой потери сознания у под-

водников, использовавших снаряжение с канистрами для удаления CO_2. В этих случаях причиной «легких» обмороков вероятнее всего является отравление углекислым газом. Дополнительные исследования показали, что выраженная интоксикация CO_2 при погружениях с акваланго́м не всегда вызывает сильную одышку. Это значит, что угнетающее действие CO_2 на центральную нервную систему может отмечаться без каких-либо признаков расстройства дыхания. При глубоководных погружениях в водолазных костюмах и шлемах накопление CO_2 можно предотвратить энергичной вентиляцией воздуха или газовой смеси. Чем больше глубина, тем больше нужно подавать воздуха с поверхности для продувки шлема подводника. В табл. 1 указаны объемы воздуха, необходимые при работе на разных глубинах.

Таблица 1. Объемы воздуха, которые нужно подавать подводнику на разные глубины, чтобы избежать накопления CO_2

Глубина, м	Объем воздуха, м³
Уровень моря	0,0425
10	0,0850
20	0,1274
30	0,1699
60	0,2972
90	0,425

Однако и при достаточной вентиляции на больших глубинах затрудненность дыхания может стать столь значительной, что CO_2 начнет накапливаться в альвеолярном воздухе. Это подтверждено результатами обследования опытных подводников, выполненного Экспериментальным отделом глубоководных погружений ВМФ США. При использовании гелиево-кислородных смесей затрудненность дыхания уменьшается и CO_2 не задерживается.

Кессонная болезнь. При длительном действии высокого давления в тканях организма накапливается большое количество растворенного азота. Если водолаза сразу поднять на поверхность, например с глубины 40 м, где давление равно 5 атм, растворившийся при избыточном давлении 4 атм азот должен будет внезапно прийти в равновесие с давлением в 1 атм. Это может вызвать образование пузырьков газа, создающих более или менее серьезную опасность в зависимости от их количества и от того, в каких органах они появляются. К счастью, кровь и ткани нашего организма могут удерживать некоторое избыточное количество газа без значительного образования пузырьков. Как говорилось выше, при обычных обстоятельствах давление азота внутри тела может в три раза превзойти его давление в окружающей среде без угрозы болезни декомпрессии из-за появления пузырьков.

Выделяясь из перенасыщенных тканей, пузырьки азота оказывают давление на нервные окончания и вызывают местные боли в мышцах, связках и костях. Пузырьки, образующиеся в спинном мозге, могут вызвать паралич. Появление газовых пузырьков в головном мозге может вызвать головокружение, слепоту, паралич, обморок или конвульсии в зависимости от количества и места выделения пузырьков. Появляясь в легочном токе крови, пузырьки могут вызвать остановку дыхания и приступы удушья. Первым симптомом обычно является боль под грудиной при глубоком дыхании, вскоре после чего оно становится частым и поверхностным. Симптомы могут проявиться через 1—18 ч после декомпрессии. По имеющимся данным, случаи ярко выраженных симптомов отмечались примерно у 5 % подводников, пораженных кессонной болезнью (табл. 2).

Кессонную болезнь можно предотвратить, понижая перенасыщение тканей газом. В 1907 г. Холдейн высказал идею постепенной декомпрессии исходя из установленного факта, что декомпрессия безопасна, если давление снизить не более чем вдвое против общего давления, под воздействием которого находился подводник. Было установлено также, что продолжительность пребывания под высоким давлением при этом не играет роли. Иными словами, если давление азота в тканях тела превосходит внешнее его давление не более чем в два раза, пузырьки азота появляться не будут. Декомпрессию проводят путем последовательных подъемов и остановок, при которых подводник выдерживается достаточно долго, чтобы снизить перенасыщение газами. Так постепенно его поднимают на поверхность. Продолжительность декомпрессии зависит от глубины, на которой работал подводник, и времени пребывания на этой глубине. Если он находился на глубине недолго и полное насыщение газом тканей его тела еще не успело произойти, продолжительность декомпрессии будет меньше.

Таблица 2. Повторяемость симптомов кессонной болезни [1]

Симптом	Повторяемость, %
Местные боли (ломота в суставах)	89,0
нижние конечности	70,0
верхние конечности	30,0
Кожная сыпь, вызывающая зуд	11,0
Расстройства зрения	6,0
Паралич или слабость	5,5
Головокружение («пошатывание»)	5,0
Оцепенелость	4,8
Расстройство дыхания (приступы удушья)	2,4
Головная боль	1,9
Обмороки	1,5
Потеря речи	1,2
Тошнота	0,9

[1] Из A. W. Dewey, Jr., *New Engl. J. Med.*, vol. 267, October 1962.

Дыхание кислородом в течение некоторого времени при декомпрессии позволяет уменьшить ее продолжительность. При этом убыстряется выведение азота из тканей, так как в легочных альвеолах давление азота снижается практически до нуля. Однако ввиду опасности кислородного отравления применение чистого кислорода ограничивается небольшими глубинами.

Практический опыт показывает, что допустимо сильное перенасыщение тканей в течение нескольких минут: кессонная болезнь при этом не развивается. Это позволяет проводить декомпрессию на поверхности. Подводник немедленно доставляется с глубины на поверхность и помещается в декомпрессионную камеру, где производится полная декомпрессия в соответствии с указаниями специальных таблиц.

Погружения с задержкой дыхания. Древняя профессия ныряльщика по-прежнему жива в Греции, Полинезии и Японии, где часть населения занимается добыванием губок и жемчуга. Организм ныряльщика подвергается уникальным перегрузкам. Шефер изучал обмен CO_2 и O_2 в легких при погружениях на глубину 27 м с участием инструкторов, занимающихся отработкой подводных спасательных операций в бассейне глубиной 30 м на базе подводных лодок ВМФ США в Нью-Лондоне, штат Коннектикут. По мере погружения на глубину отмечалось быстрое нарастание давления CO_2 в легких с обострением его градиента от легких к крови. За счет поглощения газа кровью и тканями на глубине 27 м содержание CO_2 в легких снижалось примерно на 50 %. При подъеме обычный градиент CO_2 восстанавливался. На глубине 27 м отмечалось также довольно высокое содержание альвеолярного кислорода, а давление CO_2 не достигало опасных значений (вследствие поглощения тканями). Все это позволяет значительно увеличить продолжительность задержки дыхания и может побудить ныряльщика слишком долго оставаться на глубине. Однако после длительной задержки дыхания на глубине действительная опасность возникает при подъеме. Вследствие уменьшения давления окружающей воды, когда ныряльщик достигает поверхности, давление альвеолярного кислорода снижается до очень низкого уровня. Из-за кислородной недостаточности ныряльщик может потерять сознание и утонуть. На рис. 3 показано изменение содержания CO_2 и O_2 в легких при погружении до 27 м.

У ныряльщиков вырабатываются определенные физиологические адаптации. Они обнаруживают большую выносливость к повышенному содержанию CO_2 и низкому содержанию кислорода. Через год работы в бассейне для отработки подводных спасательных операций в Нью-Лондоне у инструкторов отмечалось увеличение общего объема легких, сопзмеримое с уменьшением легочного объема остаточного воздуха, в результате чего возросла степень компрессии, а максимальная глубина погружения увеличилась с 26 до 34 м.

Всплытие с подводной лодки. Капитан ВМФ США Бонд впервые в мире выполнил успешное всплытие, покинув подводную лодку на глубине 90 м в спасательном жилете. Скорость подъема составляла 102 м·мин⁻¹. Никаких расстройств дыхания не наблюдалось. Основываясь на результатах исследований альвеолярного газообмена при всплытии с глубины 27 м, Дюбойс построил теоретический график в координатах глубина—время, согласно которому возможно безопасное

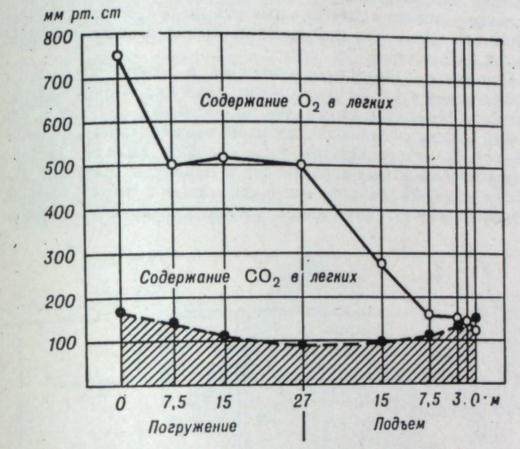


Рис. 3. Изменения содержания кислорода и углекислого газа в легких при погружении до 27 м (объемы вычислены при нормальном давлении сухого воздуха). *(Из K. E. Schaefer and C. R. Carey, Science, 137: 1051; copyright 1962 by the American Association for the Advancement of Science)*

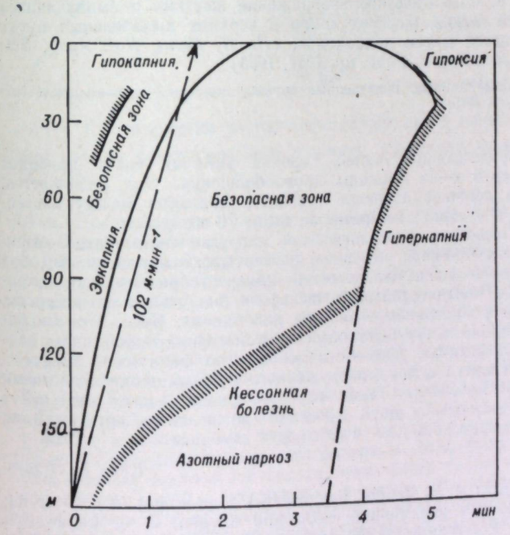


Рис. 4. Всплытие из подводной лодки; ограничения по времени и глубине для всплытия со 180 м за счет сил плавучести. *(A. B. DuBois, G. F. Bond, and K. E. Schaefer, J. Appl. Physiol., 18: 509, 1963)*

всплытие с глубины 180 м без угрозы углекислотного или азотного наркоза и кислородной недостаточности (рис. 4).

Подводные погружения с автоматическими дыхательными аппаратами. В акваланге Кусто и Ганьяна клапан вдоха устанавливается на баллоне рядом с клапаном выдоха на уровне легких подводника. Такое расположение клапанов позволяет подводнику делать вдох и выдох почти при одинаковом гидростатическом давлении, не испытывая заметного сопротивления дыханию.

В автономных системах открытого цикла, таких, как акваланг, воздух выдыхается в воду, оставляя след из пузырьков. По этой причине системы открытого цикла менее приемлемы для военных операций, чем системы закрытого цикла, в которых для дыхания используется чистый кислород, а двуокись углерода поглощается респираторной коробкой. Однако

в связи с опасностью кислородного отравления применение систем закрытого цикла ограничено глубиной 10 м при продолжительности плавания 40 мин.

Аквалангист должен знать время, в течение которого он может находиться на определенной глубине, а затем всплыть на поверхность, не опасаясь кессонной болезни. Приведенные на рис. 5 предельные характеристики погружений без декомпрессии (время и действительная глубина погружения), взятые из таблиц ВМФ США, соответствуют скорости всплытия не более 18 м·мин⁻¹. Как видно из рисунка, аквалангист может находиться 15 мин на глубине 40 м и 2 ч на глубине 12 м без каких-либо последствий. Рекомендуемый предел глубины составляет 40 м при продолжительности пребывания на ней 10 мин. В случае повторных погружений нужно заранее точно определить продолжительность и глубину первого погружения, продолжительность пребывания на поверхности и глубину и продолжительность последующих погружений.

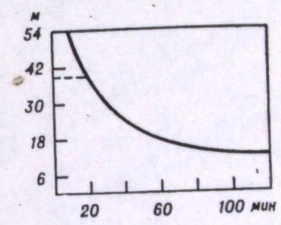


Рис. 5. Предельная глубина погружения и продолжительность пребывания на этой глубине для погружений на сжатом воздухе. *(Из Submarine Medicine Practice, U. S. Navy Bureau of Medicine and Surgery)*

Длительные насыщающие погружения. До 1962 г. все подводные операции начинались и заканчивались на поверхности моря. С учетом этого строились и водолазные таблицы. После 1962 г. на дне моря стали устанавливаться исследовательские подводные станции (см. рис. 1). В широком масштабе проводятся эксперименты по изучению насыщающих погружений, в ходе которых ткани организма, подвергающиеся действию высокого давления в течение 24 ч, насыщаются инертными газами. В результате достигается новое состояние равновесия: при воздействии давления более одних суток, будь то несколько суток, недель или месяцев, дальнейшего поглощения инертных газов не происходит. Поэтому продолжительность декомпрессии остается одной и той же независимо от того, как долго подводник находился на глубине сверх 1 сут. Подводникам, базирующимся на подводных станциях и совершающим вылазки на бо́льшие глубины, чтобы избежать декомпрессии, нужно знать допустимые пределы глубины и продолжительности погружения, от которых зависит дополнительное насыщение тканей. Предварительные исследования показывают, что условия насыщения допускают погружение подводников на бо́льшие глубины и более продолжительное время пребывания на них без декомпрессии по сравнению с погружениями, выполняемыми с поверхности.

На рис. 6 изображена подводная станция «Силэб-2», которая устанавливалась на глубине 62 м в районе Скриппсовского каньона близ Ла-Хольи, штат Калифорния. На этой станции три группы акванавтов по 10 человек жили и работали по 15 сут, в том числе 2 человека провели на станции 30 сут, используя для дыхания искусственную смесь из гелия (80 %), азота (16 %) и кислорода (4 %). Каких-либо болезненных симптомов не отмечалось. Необходимо, однако, отметить, что у акванавтов, находившихся длительное время в такой сжатой атмосфере, наблюдались несущественные физиологические изменения, например уменьшение максимального дыхательного объема вследствие повышенного сопротивления дыханию. На рис. 7 показано уменьшение максимального дыхательного объема, измеренное у трех участников эксперимента, предшествовавшего операции «Силэб-2» («Генезис-Е»).

По выходе из «Силэба» в подводную холодную среду акванавты столкнулись с тремя основными проблемами — трудностью ориентации, неразборчивостью речи из-за присутствия гелия в дыхательной смеси («эффект Дональда Дака», персонажа мультфильмов Диснея) и чрезмерными потерями тепла, вызывавшими озноб, что заставляло прерывать подводные операции. Усовершенствованные водолазные костюмы с подогревом позволяют преодолеть последнюю проблему.

Жидкостное дыхание. Килстра выдвинул идею жидкостного дыхания при высоком давлении и доказал, что мыши, крысы и собаки могут длительное время жить погруженными в солевые растворы, уравновешенные по кислороду при высоком давлении. Для того чтобы прокачать через легкие вме-

сто воздуха равные объемы воды, необходимо совершить в 60 раз бо́льшую работу, что сильно затрудняет удаление двуокиси углерода. Таким образом, этот способ дыхания представляет лишь теоретический интерес.

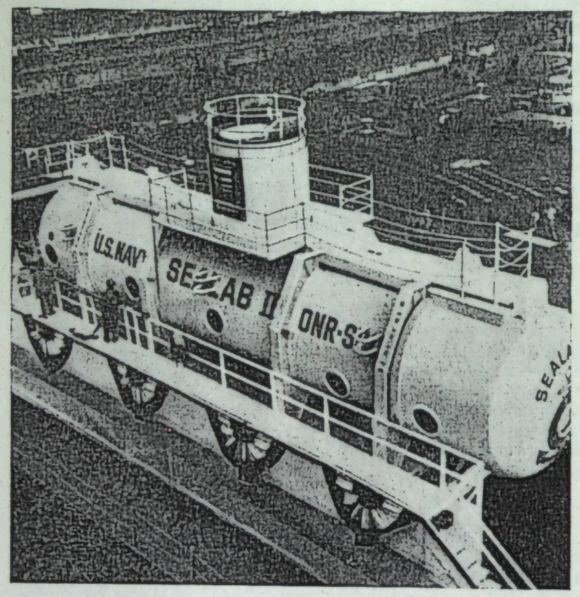


Рис. 6. Подводная станция «Силэб-2» (длина 17 м, диаметр 3,6 м). *(U. S. Navy)*

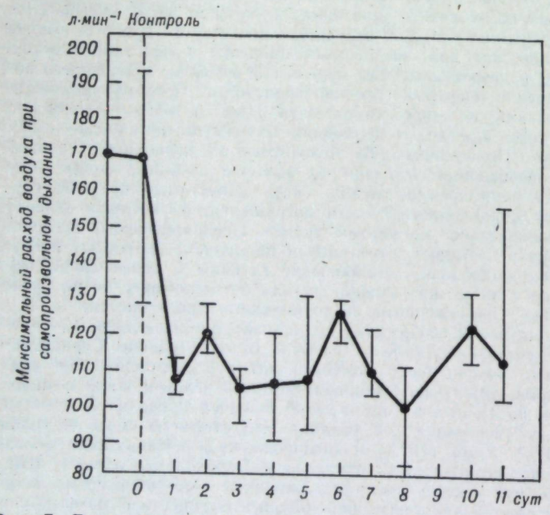


Рис. 7. Результат длительного воздействия давления 7 атм на максимальный дыхательный объем. *(Из G. P. Lord, G. F. Bond, and K. E. Schaefer, J. Appl. Physiol., 21: 1833—1838, 1966)*

Подготовительный эксперимент к операции «Силэб-2» проводился с использованием гелиево-кислородно-азотной дыхательной смеси в Медицинской научно-исследовательской лаборатории подводников в Гротоне, штат Коннектикут.

Прочие опасности. Помимо наркоза, отравления и болезни декомпрессии аквалангисты, ныряльщики и подводники в водолазных шлемах подвергаются действию перепадов давления (баротравмы) на участках воздушно-полостных структур, таких, как среднее ухо, пазухи решетчатой кости, легкие и желудочно-кишечный тракт. Из-за сдавливания евстахиевой трубы ныряльщикам и ловцам-подводникам часто не удается выравнять давление в среднем ухе во время погружения. Они испытывают боль, а при дальнейшем погружении может произойти разрыв барабанной перепонки. Перепад давления в области синусов при погружении может вызвать трансудацию и кровотечение. В целях более наглядной иллюстрации, в системе газонаполненных структур тела выделяют жесткие и сжимающиеся камеры, как показано на рис. 8. Во время погружения жесткие камеры должны оставаться открытыми. Снижение давления в жестких камерах по сравнению с гидростатическим давлением окружающей среды вызывает прилив крови и кровотечения.

При подъеме воздух, находящийся в легких подводника, расширяется в ответ на уменьшение давления в окружающей воде. Если подводник использует дыхательный аппарат и при подъеме дышит равномерно, избыток расширяющегося легочного воздуха стравливается через клапан выхода. Однако если подводник почему-либо впадет в панику и задержит дыхание, чрезмерное растяжение тканей легких может вызвать эмболию от газов, поступающих в кровеносные сосуды легких

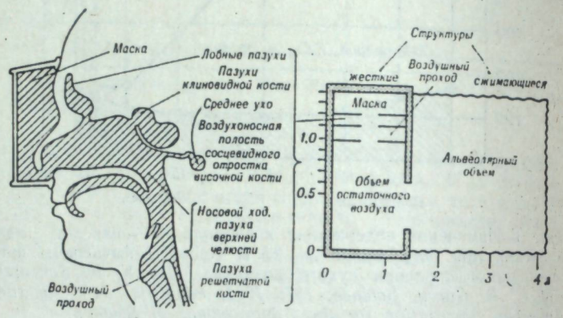


Рис. 8. Схематическое изображение жестких и сминающихся частей легких, жестких камер в верхних дыхательных путях и лицевой маски подводника. *(Из H. Rahn, Nat. Acad. Sci-Nat. Res. Counc. Publ., no. 1341, 1965)*

Цифровые данные, приведенные справа, получены для японских ныряльщиц (ама).

из прилегающих тканей. Газовая эмболия часто приводит к смерти из-за блокады кровообращения. Она развивается, когда легочное давление (разность давления между альвеолами и плеврой) поднимается выше 70 мм рт. ст.

Поскольку физиологические нагрузки многократно возрастают с глубиной, все шире развертываются поиски способов их преодоления. Человечество намерено проникнуть к сокровищам континентального шельфа — биологическим ресурсам, нефти и минералам,— населив дно океана. Ясно, что эти богатства не могут быть освоены с помощью одной лишь надводной техники. Для этого необходимо физическое присутствие человека в море, вооруженного необходимыми средствами жизнеобеспечения. Таким образом, ученые наших дней ведут исследования на двух фронтах — во внешнем космосе и во внутреннем космосе — в океанских глубинах.

Карл Е. Шафер

Лит.: P. B. Bennet, Performance impairment in deep diving due to nitrogen, helium, neon and oxygen, in C. Lambertsen (ed.), *Proceedings of the 3d Symposium on Underwater Physiology*, 1967; B. A. Hills, *Decompression Sickness: The Biophysical Basis of Prevention and Treatment*, 1977; J. A. Kylstra, Advantages and limitations of liquid breathing, in C. Lambertsen (ed.), *Procedings of the 3d Symposium on Underwater Physiology*, 1967; E. H. Lanphier, Interactions of factors limiting performance at high pressures, in C. Lambertsen (ed.), *Proceedings of the 3d Symposium on Underwater Physiology*, 1967; K. E. Shaefer, Adaptation to breath-hold diving, *Physiology of Breath-Hold Diving and the Ama of Japan*, Nat. Acad. Sci.— Nat. Res. Counc. Publ. no. 1341, 1965; K. E. Shaefer, Circulatory adaptation to the requirement of life under more than one atmosphere of pressure, *Handhook of Physiology*, vol. 3, 1964; K. E. Shaefer and C. R. Carey, Alveolar pathways during 90-ft breath-hold dives, *Science*, 137: 1051, 1962.

Фронт

Наклонная поверхность разрыва в тропосфере, разделяющая воздушные массы различной плотности или температуры. Прохождение фронта через какой-либо пункт можно обнаружить по резкому изменению температуры и влажности воздуха, скорости ветра, характера облачности и других метеорологических элементов. См. *Воздушная масса.*

Хотя условно принимают, что температура терпит разрыв на фронтальной поверхности, в действительности изменение температуры при переходе от теплой воздушной массы к холодной происходит в некотором слое конечной толщины, называемом переходной или фронтальной зоной. На рис. 1 показана пространственная структура этой зоны. Ее характерная толщина составляет около 1 км, ширина — 100—200 км, наклон к земной поверхности — 0,01. Холодный воздух располагается в виде узкого клина под теплой воздушной массой. Наибольшие перепады температуры наблюдаются, как правило, на самой земной поверхности или вблизи нее. В средней и верхней тропосфере структура фронта выражена менее отчетливо, хотя в окрестности интенсивных струйных течений обычно формируются обостренные, узкие фронты ограниченной протяженности. Образование высотной фронтальной зоны нередко сопровождается разрывом тропопаузы и проникновением стратосферного воздуха в верхнюю часть этой зоны. См. *Струйное течение.*

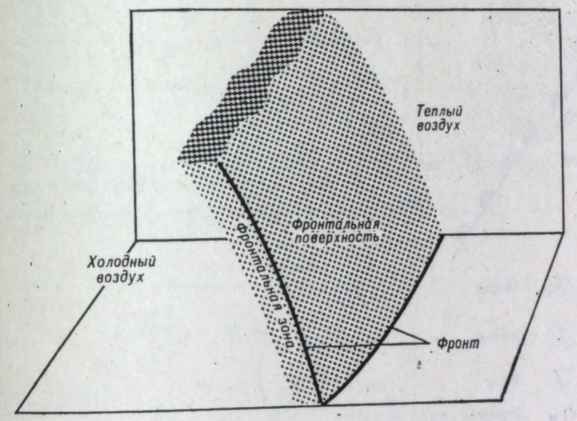


Рис. 1. Схематическое изображение фронтальной зоны.

Угол наклона фронтальной зоны к земной поверхности сильно увеличен.

Фронтальной поверхностью называют поверхность, отделяющую фронтальную зону от примыкающей к ней теплой воздушной массы, так что фронтом следует, строго говоря, называть линию пересечения этой поверхности с какой-либо другой поверхностью, обычно горизонтальной или вертикальной. В соответствии с этим более точным определением разрыв на фронте претерпевает не температура, а ее градиент. Граница между фронтальной зоной и холодной воздушной массой различима, как правило, очень плохо, особенно у Земли, и поэтому при оперативном анализе ее не наносят на карты погоды. Перепад температуры в узкой фронтальной зоне главных фронтов составляет около одной трети разности температуры между экватором и полюсом. Оставшиеся две трети распределяются внутри теплой и холодной воздушных масс, располагающихся по обеим сторонам от этой зоны. См. *Карта погоды.*

Градиент, или сдвиг, ветра во фронтальной зоне, так же как градиент температуры, весьма велик и терпит разрыв на границах этой зоны. Струйное течение на верхних уровнях тропосферы обычно проходит над фронтальной зоной, причем наиболее интенсивные потоки наблюдаются вблизи границы теплого воздуха.

Фронтальные волны. Многие внетропические циклоны зарождаются в виде волновых возмущений на фронтальной поверхности. Такие циклоны называются волновыми. Процесс образования волнового циклона схематически изображен на рис. 2. Развитию циклона предшествует стадия *I*, на которой формируется слегка изогнутый более или менее стационарный фронт. На стадии *II* происходит деформация этого участка фронта в виде волнообразного возмущения; при этом холодный воздух движется влево от гребня волны, а теплый — вправо. Одновременно на гребне волны формируется центр низкого давления и возникает движение воздуха, направленное против часовой стрелки. Участок фронта, являющийся передним краем холодной воздушной массы, называется холодным фронтом. Передняя кромка теплого воздуха называется теплым фронтом. На стадии *III* амплитуда волны растет и теплый сектор сужается. Заключительная стадия охватывает период, когда холодный фронт догоняет теплый и смыкается с ним, в результате чего образуется фронт окклюзии. На крайнем участке этого фронта, достаточно удаленном от теплого сектора, формируется центр низкого атмосферного давления и циклонического вращения воздуха. На этой стадии происходит заполнение и ослабление циклона. См. *Шторм.*

Зафиксированы случаи, когда переход к стадии окклюдированного циклона, показанной на схеме *IV* (рис. 2), происходит не так, как это описано выше. В этих случаях, определяемых иногда как псевдоокклюзия, центр низкого давления

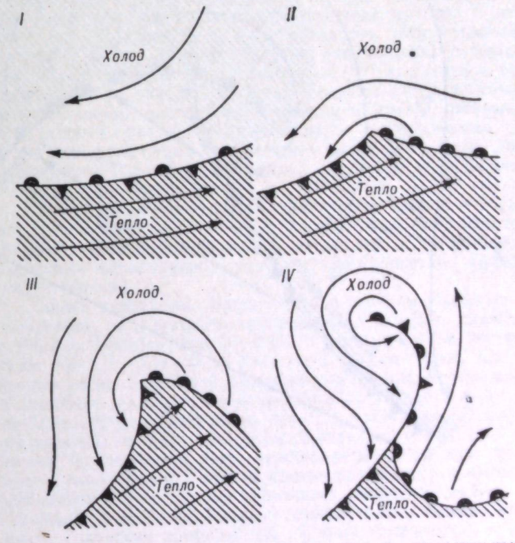


Рис. 2. Процесс развития волнового циклона, представленный на приземной синоптической карте.

Стрелки указывают направление воздушных потоков. Схема относится к северному полушарию; для южного полушария следует использовать ее зеркальное отображение.

перемещается в область, занятую холодной воздушной массой, или образуется внутри этой области, и фронт окклюзии возникает вдоль линии, соединяющей центр циклона с вершиной теплого сектора. Наблюдения за облачностью, проведенные с помощью метеорологических спутников, наглядно подтверждают реальность этого процесса. Поскольку отсутствуют достаточно убедительные доказательства того, что процесс окклюдирования происходит по классической схеме сближения и последующего смыкания холодного и теплого фронтов, вполне возможно, что для большинства случаев характерен именно второй путь образования окклюдированного циклона.

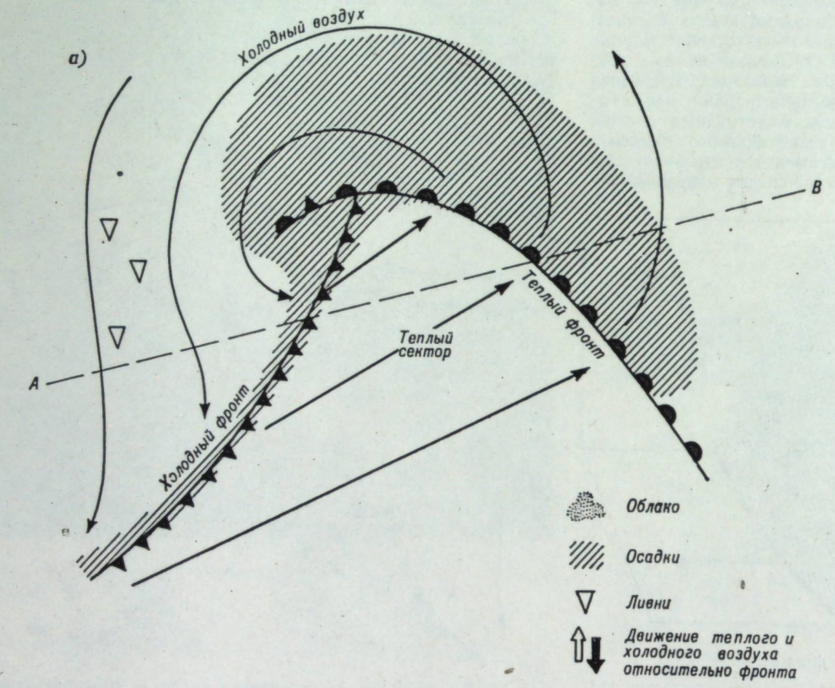
Скорость перемещения фронта приближенно равна нормальной к линии фронта составляющей скорости ветра. Значение ее меняется в зависимости от сезона, географического положения фронта и метеорологических условий, но, как правило, лежит в диапазоне 0—80 км·ч$^{-1}$; характерная скорость распространения фронта составляет 40 км·ч$^{-1}$.

С фронтами связаны определенные формы и системы облаков и осадков (рис. 3). Они определяются главным образом вертикальными движениями, развивающимися вблизи фронтальной поверхности. Ввиду разнообразия этих движений, меняющихся в зависимости от ситуации, а в данном случае по мере перехода от одной стадии развития циклона к другой, схема, представленная на рис. 3, может существенно изменяться. Однако во всех случаях имеет место восходящее скольжение теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности; причем отличительной особенностью холодного фронта является наличие более узкой, отчетливо выраженной предфронтальной зоны вытеснения теплого воздуха и интенсивное оседание холодного воздуха непосредственно за линией фронта. См. *Облака; Физика облаков.*

Быстро движущиеся холодные фронты характеризуются узким валом облаков и ливневыми осадками. Если воздушная масса, находящаяся в теплом секторе, потенциально неустой-

чива, наиболее интенсивные метеорологические явления часто развиваются перед холодным фронтом в виде предфронтальной линии шквалов. См. *Шквал*.

Полярный фронт. Фронтальная зона, разделяющая массы тропического воздуха и воздушные массы, формирующиеся в умеренных и полярных широтах. Часто перепад температур в полярной фронтальной зоне представляет собой лишь часть разности температур тропического и полярного воздуха, и



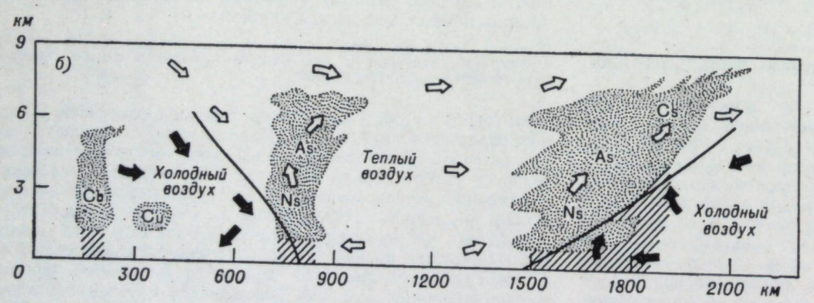


Рис. 3. Различные типы фронтальных облаков и осадков.

а — приземная синоптическая карта, *б* — вертикальный разрез тропосферы (вдоль линии *А—В* на рис. *а*).
Формы облаков: Cs — перисто-слоистые, As — высоко-слоистые, Ns — слоисто-дождевые, Cu — кучевые, Cb — кучево-дождевые.

наются восточнее и северо-восточнее Новой Зеландии и сливаются с главной фронтальной зоной, пройдя приблизительно четверть широтного круга.

Ричард Дж. Рид

Фронтогенез. Необходимым условием образования фронта является рост градиента температуры и увеличение сдвига ветра. Этот механизм должен действовать даже в том случае,

в высоких широтах появляется другой фронт, который носит название арктического фронта.

Зимой в северном полушарии основные, или полярные, фронтальные зоны простираются от северной границы Филиппинского архипелага через Тихий океан к северо-западному побережью США, от юго-восточных районов США через Атлантический океан к южным берегам Англии и от северной части побережья Средиземного моря на восток к Азиатскому материку. Арктическая фронтальная зона проходит вдоль горных хребтов на западе Канады и Аляски. Летом полярные фронтальные зоны продвигаются далеко к северу, причем тихоокеанская фронтальная зона располагается между Японией и северо-западным побережьем США, а атлантическая простирается от центральной части восточного побережья США до Британских островов. Помимо смещенного на север полярного фронта над Азией отмечается арктический фронт, который проходит вдоль северного побережья Азиатского материка на восток и достигает Аляски.

Полярная фронтальная зона южного полушария летом располагается вблизи 45° ю. ш., а зимой слегка смещается к югу. К этой главной фронтальной зоне подходят по спирали от субтропических широт две фронтальные полосы. Они начинали, наиболее интенсивные метеорологические явления часто развиваются перед холодным фронтом в виде предфронтальной линии шквалов. См. *Шквал*.

Полярный фронт. Фронтальная зона, разделяющая массы тропического воздуха и воздушные массы, формирующиеся в умеренных и полярных широтах. Часто перепад температур в полярной фронтальной зоне представляет собой лишь часть разности температур тропического и полярного воздуха, и наются восточнее и северо-восточнее Новой Зеландии и сливаются с главной фронтальной зоной, пройдя приблизительно четверть широтного круга.

Ричард Дж. Рид

Фронтогенез. Необходимым условием образования фронта является рост градиента температуры и увеличение сдвига ветра. Этот механизм должен действовать даже в том случае, когда фронт квазиустойчив, ибо иначе турбулентный обмен теплом и количеством движения быстро привел бы к разрушению фронта.

Началом процесса образования фронта может послужить адвекция температуры горизонтальными воздушными течениями (два возможных случая показаны на рис. 4). При отсутствии каких-либо других эффектов перенос изотерм в обоих случаях будет приводить к их концентрации вблизи линий *АБ*. Поскольку градиент температуры обратно пропорционален расстоянию между изотермами, очевидно, что фронт будет формироваться вдоль линии *АБ*. Вертикальные движения воздуха усложняют процесс фронтогенеза, однако вблизи земной поверхности их скорость мала и указанная схема сохраняет свое значение. Таким образом, пока поле ветра не меняется, горизонтальные градиенты температуры во фронтальных зонах у земной поверхности будут возрастать. По мере их увеличения в обоих случаях, рассмотренных на рис. 4, развивается циркуляция в вертикальной плоскости, проходящей по линии *ВГ*. Схему развития этой циркуляции можно представить следующим образом. Для составляющей скорости ветра, параллельной фронтальной зоне, справедливо соотношение, определяющее термический ветер. Последний характеризует изменение геострофического ветра с высотой в некотором слое атмосферы и направлен вдоль изотерм, а его скорость пропорциональна горизонтальному градиенту температуры. Поэтому с увеличением этого градиента в процессе фронтогенеза должна расти также скорость термического ветра. Это означает, что в реальной атмосфере происходит более интенсивный поворот ветра с высотой (поскольку термический ветер хорошо описывает изменения действительного ветра по вер-

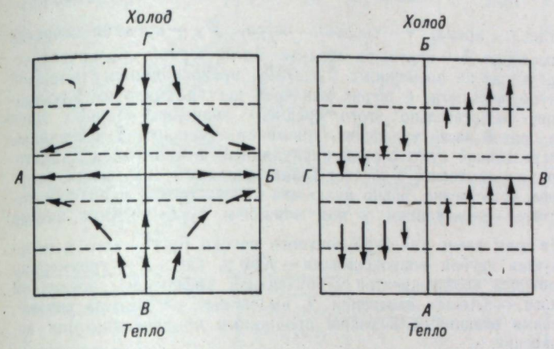


Рис. 4. Две схемы горизонтальных течений воздуха, приводящих к образованию фронта.

Штриховые линии — изотермы, стрелки — скорость и направление ветра.

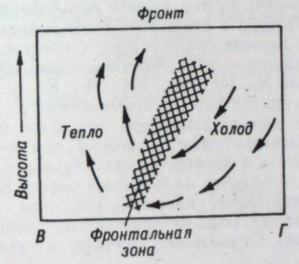


Рис. 5. Циркуляция в вертикальной плоскости, проходящей через линию *ВГ* на обеих диаграммах, представленных на рис. 4.

тикали). Кроме того, в результате отклоняющего действия силы Кориолиса на вектор действительного ветра появляется также небольшая составляющая этого вектора, направленная по нормали к линии фронта. Таким образом, возникает циркуляция в вертикальной плоскости, схематически изображенная на рис. 5. См. *Ускорение и сила Кориолиса*.

Эта циркуляция играет важную роль в развитии процесса образования фронта и формирования его структуры. Области восходящих движений теплого воздуха и нисходящих движений внутри холодной воздушной массы хорошо согласуются с зонами облаков и осадков, полученными из наблюдений. Развитие этой циркуляции способствует тому, что фронтальная зона приобретает характерный наклон к земной поверхности. В результате холодная воздушная масса может существовать длительное время, располагаясь под фронтальной зоной. Указанная циркуляция приводит к горизонтальной конвергенции массы у земной поверхности. Это ускоряет процесс образования фронта, так как скорость сближения изотерм увеличивается. Кроме того, при наличии конвергенции скорости изолинии количества движения сгущаются во фронтальной зоне таким образом, что в пределах этой зоны образуется скачок ветра. Этим объясняется резкое изменение скорости ветра, наблюдаемое при прохождении фронта. В конце концов фронт переходит в квазиустойчивое состояние, поскольку дальнейшему развитию фронтогенеза препятствует турбулентное перемешивание в атмосфере. В ряде случаев в образовании фронтов более важную роль играют другие эффекты, однако описанный выше механизм является, по-видимому, наиболее типичным.

Роджер Т. Уильямс

Лит.: J. G. Charney, Planetary Fluid Dynamics, in P. Morel (ed.) *Dynamic Meteorology*, 1973; H. Dickson, *Climate and Weather*, 1976; J. R. Holton, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 1972; B. A. Hoskins, Atmospheric frontogenesis models: Some Solutions, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 97: 139—153, 1971; E. Palmén and C. W. Newton, *Atmospheric Circulation Systems*, 1969.

Химия атмосферы

Подраздел науки об атмосфере, связанный с изучением химии и физики атмосферных примесей, включая их источники, циркуляцию и стоки, а также их антропогенные изменения. См. *Загрязнение атмосферы*.

Для газообразных примесей в воздухе отношение смеси по объему или, что эквивалентно, по числу молекул f изменяется от 0,78 для N_2 до $6 \cdot 10^{-20}$ для Rn. Для взвешенных в воздухе частиц примеси (твердых или жидких) отношение смеси по массе колеблется примерно от 10^{-3} для жидкой воды в дождевых облаках до 10^{-16} для больших гидратированных ионов в чистом воздухе, не содержащем других загрязняющих веществ. Все примеси включаются в циклические процессы различной сложности, которые, кроме атмосферы, могут захватывать гидросферу, биосферу, литосферу и даже более глубокие слои Земли.

Интерес к химии атмосферы значительно возрос в последние годы в связи с возможной чувствительностью ряда естественных химических циклов в атмосфере к возмущениям, вызванным антропогенной деятельностью (развитием промышленности и др.).

Состав атмосферы. Информация о наиболее важных газообразных составляющих тропосферного воздуха приведена в таблице. Преобладание N_2 и O_2, а также наличие инертных газов ^{40}Ar, Ne, ^4He, Kr и Xe можно рассматривать как результат очень длительной эволюции атмосферы. Время жизни в атмосфере этих семи газов чрезвычайно велико и даже для наиболее короткоживущего из них ^4He, улетучивающегося через верхнюю границу атмосферы, составляет 1 млн. лет. Напротив, все остальные газы, перечисленные в таблице, участвуют в относительно быстрых химических циклах и время их пребывания в атмосфере не превышает нескольких недель, см. *Эволюция атмосферы*. Размеры атмосферных частиц колеблются в широких пределах: их радиусы изменяются от 10^{-3} до 10^2 мкм и более.

Состав тропосферного воздуха

Газ	Отношение смеси по объему	Газ	Отношение смеси по объему
N_2	0,781 (в сухом воздухе)	Xe	$8{,}7 \cdot 10^{-8}$
		O_3	До $5 \cdot 10^{-8}$
O_2	0,209 (в сухом воздухе)	NO_2	До $3 \cdot 10^{-9}$
		NO	До $3 \cdot 10^{-9}$
^{40}Ar	$9{,}34 \cdot 10^{-3}$ (в сухом воздухе)	SO_2	До $2 \cdot 10^{-8}$
		H_2S	$(2 \ldots 20) \cdot 10^{-9}$
H_2O	до $4 \cdot 10^{-2}$	NH_3	До $2 \cdot 10^{-8}$
CO_2	$(2 \ldots 4) \cdot 10^{-4}$	CH_2O	До $1 \cdot 10^{-8}$
Ne	$1{,}82 \cdot 10^{-5}$	HNO_3	До $1 \cdot 10^{-9}$
^4He	$5{,}24 \cdot 10^{-6}$	CH_3Cl	До $3 \cdot 10^{-9}$
CH_4	$(1 \ldots 2) \cdot 10^{-6}$	HCl	До $1{,}5 \cdot 10^{-9}$
Kr	$1{,}14 \cdot 10^{-6}$	$CFCl_3$	Около $8 \cdot 10^{-11}$
H_2	$(4 \ldots 10) \cdot 10^{-7}$	CF_2Cl_2	Около 10^{-10}
N_2O	$(2 \ldots 6) \cdot 10^{-7}$	CCl_4	Около 10^{-10}
CO	$(1 \ldots 20) \cdot 10^{-8}$		

Термин «аэрозоль» обычно используется для взвешенных частиц, отличных от капель воды или кристаллов льда. Данные о размерах и составе тропосферных аэрозолей приведены на рис. 1. Концентрация мельчайших аэрозольных частиц в атмосфере ограничивается процессом их коагуляции, приводящим к образованию более крупных частиц, а концентрация самых крупных аэрозолей — гравитационным осаждением, скорость которого возрастает как квадрат радиуса аэрозолей. На распределение по размерам водяных капель и ледяных кристаллов влияют, кроме того, процессы испарения, конденсации и слияния. Некоторые сухие аэрозоли гигроскопичны и также могут расти за счет конденсации. Аэрозоли играют важную роль в атмосфере, поскольку являются ядрами конденсации водяных капель и ледяных кристаллов, поглощают и рассеи-

вают радиацию, а также участвуют в различных химических циклах.

Выше тропопаузы состав атмосферы изменяется главным образом за счет разложения молекул под действием ультрафиолетовой радиации и протекающих вслед за этим химических реакций. Так, в стратосфере в результате разложения O_2 образуется слой озона. И хотя в этом слое максимальное значение f для O_3 составляет только 10^{-5}, этого количества озона достаточно для защиты поверхности Земли от летальной для всего живого ультрафиолетовой радиации. Выше 100 км над поверхностью Земли ультрафиолетовая диссоциация O_2 настолько интенсивна, что основными атмосферными примесями становятся N_2 и O. В нижней стратосфере имеется также слой, состоящий главным образом из серной кислоты и частиц пыли. Серная кислота образуется, вероятно, за счет окисления и гидратации сернистого газа. Аналогичный, но значительно более интенсивный процесс порождает, по всей вероятности, мощные облака серной кислоты, недавно обнаруженные на Венере. См. *Атмосферный озон*.

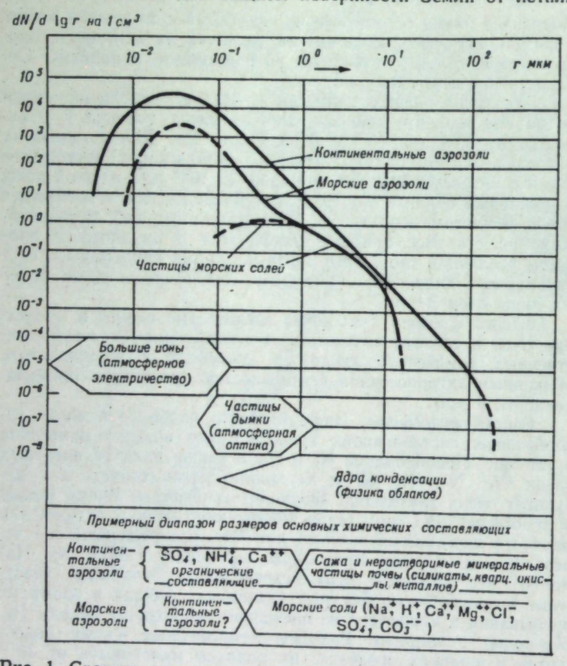


Рис. 1. Среднее распределение по размерам и основные химические составляющие некоторых естественных аэрозолей.

Указаны диапазоны размеров частиц, существенные в различных областях метеорологии.

Ряд радиоактивных нуклидов образуется в атмосфере естественным путем в результате распада Rn и действия космической радиации. Радон, образующийся в земной коре при распаде U и Th, проникает в атмосферу, где в свою очередь распадается и производит ряд радиоактивных тяжелых металлов. Атомы этих металлов соединяются с аэрозольными частицами и осаждаются на подстилающую поверхность. Космические лучи разрушают, главным образом в стратосфере, N_2, O_2 и Ar, что приводит к росту содержания ряда радиоактивных изотопов, таких, как ^{14}C, ^{7}Be, ^{10}Be и ^{3}H. Включение ^{14}C в органические соединения, где он распадается с периодом полураспада около 5600 лет, позволяет использовать метод радиоуглеродной датировки. Кроме радиоактивных веществ естественного происхождения, в атмосферу попадает большое количество радиоактивных материалов в результате испытаний ядерного оружия. Наиболее опасен при этом изотоп ^{90}Sr, который может накапливаться в костной ткани человека и претерпевать там радиоактивный распад с периодом полураспада около 28 лет. Как естественные, так и антропогенные радиоизотопы могут использоваться как трассеры для изучения тропосферных и стратосферных движений.

Химические модели атмосферы. Количественные химические модели атмосферы разрабатываются с целью улучшения понимания современных химических процессов в атмосфере и прогнозирования влияния на них антропогенных факторов. Вообще говоря, отношения смеси для газов и частиц существенно изменяются в пространстве и во времени. Такую изменчивость можно количественно описать с помощью уравнения турбулентной диффузии различных веществ, которое записывается в виде

$$\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t} = -\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\chi} - \overline{W}_p \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial \bar{z}} - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla \cdot (\overline{\rho \chi' \mathbf{v}'}) + \frac{d'\chi_c}{dt},$$

где t — время, $\bar{\mathbf{v}}$ — скорость ветра, W_p — средняя скорость оседания, $\bar{\rho}$ — плотность воздуха. Здесь чертой обозначено осреднение по временному масштабу, превосходящему масштаб турбулентности, а штрих означает нестационарную флуктуацию относительно этого среднего значения. Первый член в правой части уравнения описывает изменения $\bar{\chi}$, вызванные осредненной атмосферной циркуляцией; второй член характеризует изменение $\bar{\chi}$ за счет гравитационного осаждения, которое, естественно, равно нулю для газов; третий член соответствует флуктуациям χ под влиянием турбулентных вихрей (в этом члене для турбулентного потока $\bar{\rho}\overline{\chi'\mathbf{v}'}$ часто используется грубая аппроксимация — $K\bar{\rho}\nabla\bar{\chi}$, где K — трехмерная матрица коэффициентов турбулентной диффузии); последний член описывает изменения $\bar{\chi}$, вызванные сложными химическими реакциями, а также процессами конденсации или испарения.

Из приведенного уравнения видно, что изменчивость концентраций газа или аэрозоля, вообще говоря, обусловлена комбинацией процессов переноса и собственно возникновения или разрушения. Если примесь характеризуется временем разрушения T_0, то $\bar{\chi}/dt = -\bar{\chi}/T_0$; из этого уравнения следует, что чем больше значение T_0, тем меньше ожидаемая изменчивость концентрации примеси в атмосфере. Компоненты, для которых $\bar{\chi}$ полностью не зависит от временной и пространственных координат, называются хорошо перемешанными. Например, долгоживущие газы N_2, O_2, ^{40}Ar, Ne, ^{4}He, Kr и Xe в нижней атмосфере практически хорошо перемешаны.

Химические модели атмосферы основаны на совместном решении приведенного выше уравнения для каждой составляющей атмосферы, входящей в рассматриваемый химический цикл. Часто используются упрощенные варианты этого уравнения, соответствующие, например, случаям, когда время жизни в химической реакции значительно меньше (или значительно больше) характерного времени атмосферного переноса.

Для озонного слоя вместо первоначальных одномерных моделей, в которых не учитывался перенос, в настоящее время используются детальные трехмерные модели, в которых, кроме решения выписанного выше уравнения (с учетом переноса), предусмотрено решение уравнений движения с целью определения $\mathbf{v}$ как функции координат и времени.

Химические циклы. При изучении химических циклов атмосферных газов следует рассматривать как их глобальный баланс, так и локальную кинетику элементарных химических реакций. Такое изучение еще переживает период становления. Поэтому некоторые мелкие детали описанных ниже циклов могут впоследствии претерпеть определенные изменения. Однако недостаточность современной информации не должна затушевывать значимость приводимых описаний.

Цикл углерода. Из всех атмосферных циклов первостепенное значение для жизни на Земле имеет цикл углерода, который показан на рис. 2. Содержание CO_2 в океане, зависящее от температуры и кислотности морской воды, примерно в 60 раз больше, чем в атмосфере. Поступление CO_2 в атмосферу из тропических районов океанов и его поглощение в полярных районах приводит к тому, что среднее время жизни CO_2 составляет около 5 лет. С другой стороны, цикл CO_2 в биосфере характеризуется временем круговорота, составляющим несколько десятилетий. Количество CO_2, связанного при образовании таких карбонатных пород, как известняк, мрамор, мел и доломиты, примерно в 600 раз превышает его содержание в системе океан—атмосфера. Если весь этот углекислый газ перейдет в воздух, то образуется массивная атмосфера из углекислого газа, сходная с атмосферой Венеры. Поскольку CO — токсичный газ, в городах необходим тщательный контроль за его источниками, т. е. за выбросами автомобильных двигателей. Поступление CO в глобальном масштабе связано с процессами сжигания нефти и угля, а также окисления CH_4, образующегося при анаэробном разложении.

Цикл серы. На рис. 2 показаны также основные этапы цикла серы. Сернистый газ образуется в атмосфере при сжигании высокосернистого топлива, в результате работы промышленных предприятий и деятельности бактерий, а также за счет окисления H_2S, образующегося при анаэробном разложении. В глобальном масштабе баланс SO_2 значительно нарушается под влиянием выбросов антропогенных источников, причем эти нарушения наиболее заметны в районах больших городов. При окислении SO_2 образуется серная кислота, являющаяся весьма токсичной примесью, поэтому в настоящее время предусматривается введение ограничений на сжигание высокосернистого топлива.

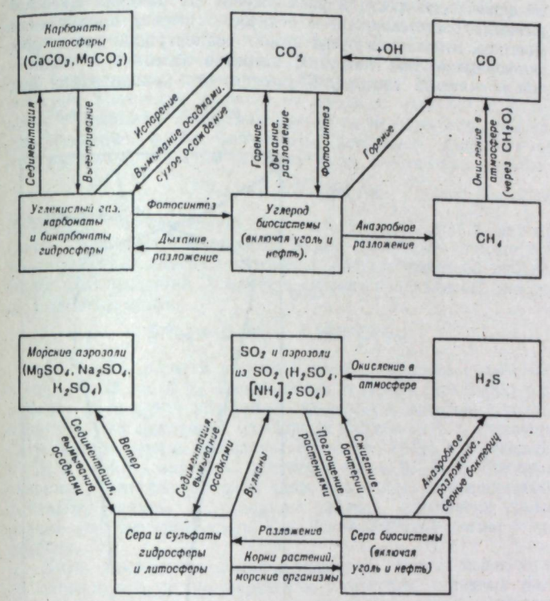


Рис. 2. Циклы углерода и серы.

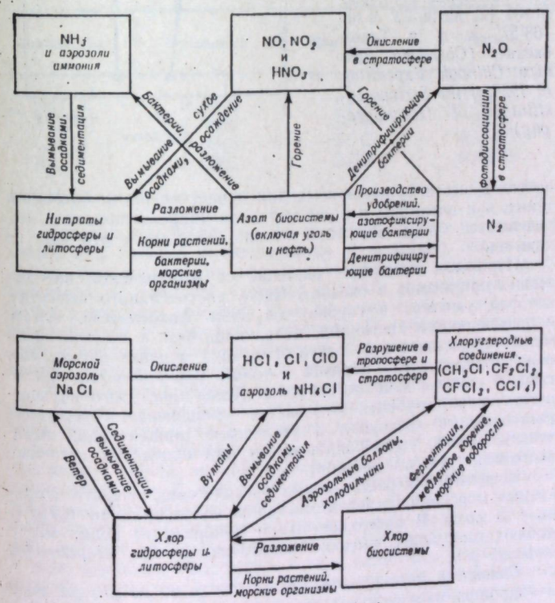


Рис. 3. Циклы азота и хлора.

Цикл азота. Цикл азота показан на рис. 3. Окислы азота (NO, NO_2) важны прежде всего потому, что в настоящее время они являются основными соединениями, определяющими концентрации озона в стратосфере. Наиболее важный естественный источник стратосферных окислов азота связан с разложением закиси азота N_2O, в образовании которой из ионов нитратов почвы NO_3^- участвуют денитрифицирующие бактерии. В будущем серьезную проблему могут представлять выбросы окислов азота непосредственно в стратосфере при полетах сверхзвуковой авиации. Если к 2000 г. будет введено в эксплуатацию планируемое количество таких самолетов, это приведет к появлению антропогенного источника указанных окислов, сравнимого по мощности с естественным. В результате можно ожидать уменьшения общего содержания озона в атмосфере примерно на 10 % и соответственно значительного увеличения дозы ультрафиолетовой радиации у поверхности земли.

Цикл хлора. Основной естественный источник атмосферного хлора — образование HCl вблизи подстилающей поверхности из содержащих хлориды аэрозолей. Значительный интерес к циклу хлора обусловлен тем, что заметная концентрация Cl и ClO в стратосфере может привести к разрушению озонного слоя (аналогично действию NO и NO_2). Поскольку хлористый водород HCl возникает вблизи подстилающей поверхности и активно поглощается облаками и осадками, он не вызывает заметного роста концентрации стратосферного хлора. Напротив, хлоруглеродные соединения CCl_4, $CFCl_3$, CF_2Cl_2 и CH_3Cl практически нерастворимы и не захватываются водяными каплями. Они достигают стратосферы, где и разрушаются, выделяя хлор. Хотя влияние этого хлора на современный баланс стратосферного озона невелико, неконтролируемый рост производства этих соединений мог бы привести к заметному уменьшению количества озона. Такие фреоны, как CF_2Cl_2 и $CFCl_3$, используются в качестве пропеллентов для продуктов в аэрозольной упаковке, применяются в холодильниках и установках для кондиционирования воздуха, а также при производстве пенопластов. Метилхлорид образуется естественным путем в результате микробной ферментации и при сжигании растительности, а CCl_4 поступает, вероятно, как из естественных, так и из антропогенных источников.

Р. Г. Принн

Лит.: S. S. Butcher and R. J. Charlson, *An Introduction to Air Chemistry*, 1972; J. Heicklen, *Atmospheric Chemistry*, 1976; C. E. Junge, *Air Chemistry and Radioactivity*, 1963; M. J. McEwan and F. F. Phillips, *The Chemistry of the Atmosphere*, 1975; L. T. Pryde, *Chemistry of the Air Environment*, 1973; E. Robinson and R. E. Robbins, in W. Strauss (ed.), *Air Pollution Control*, pt. 2, 1972.

Доп. лит.: Александров Э. Л., Кароль И. Л., Ракипова Л. Р. и др. Атмосферный озон и изменения глобального климата.— Л., 1982.

Химия вод гидросферы

Мировой океан представляет собой основной резервуар, через который проходят вещества, движущиеся в глобальном геохимическом круговороте, включающем процессы переноса материала с материков на морское дно. Круговорот начинается с выпадения осадков, подкисленных за счет атмосферного углекислого газа, на континенты. Это приводит к физическому и химическому разрушению выступающих на дневную поверхность участков земной коры. Часть выветрившегося вещества в растворенном или взвешенном состоянии переносится реками в океаны. При испарении с поверхности океана вода поступает в атмосферу и частично на континенты. Последним процессом и завершается круговорот. В табл. 1 приведены количественные данные, позволяющие сопоставить морские акватории и соответствующие участки суши, с которых вода

Таблица 1. Площади океанов и прилегающих районов суши, имеющих сток материковых вод в океан

Океан	Площадь океана (А), 10^6 км²	Площадь "дренируемой области (Б), 10^6 км²	Отношение А/Б
Атлантический	98,0	67,0	0,684
Индийский	65,5	17,0	0,260
Южный	32,0	14,0	0,440
Тихий	165,0	18,0	0,110
Бесточные области	—	32,0	—

стекает в океан. Согласно этим данным, в Атлантический океан реки вносят в шесть раз больше продуктов выветривания на единицу площади, чем в Тихий. Внутренние области континентов поставляют продукты выветривания в такие водоемы, как Большое Соленое озеро, Каспийское море и Мертвое море.

Воды океанов. О реакционной способности химических веществ в океанах можно судить по среднему времени их пребывания в морской воде. Элементы с коротким временем пребывания легче вовлекаются в химические реакции с образованием твердой фазы, чем элементы с продолжительным временем пребывания.

Время пребывания. Расчеты времени пребывания основаны на простой резервуарной модели океана, химический состав вод которого предполагается постоянным. Это означает, что количество некоторого элемента, вносимого реками за единицу времени, точно уравновешено потерями при осаждении. Время пребывания элемента можно определить в таком случае как $t=A/(dA/dt)$, где A — количество элемента в океане и dA/dt — скорость поступления или скорость осаждения элемента из морской воды. В табл. 2 представлены значения характерных времен пребывания основных элементов.

Таблица 2. Время пребывания химических элементов в океанах

Элемент	Время пребывания, число лет	Элемент	Время пребывания, число лет
Na	$2{,}6 \cdot 10^8$	Mg	$4{,}5 \cdot 10^7$
Ca	$8{,}0 \cdot 10^6$	Li	$1{,}2 \cdot 10^7$
U	$6{,}5 \cdot 10^5$	K	$1{,}0 \cdot 10^7$
Cu	$6{,}5 \cdot 10^4$	Rb	$6{,}1 \cdot 10^6$
Si	$1{,}0 \cdot 10^4$	Ba	$4{,}0 \cdot 10^4$
Mn	$7{,}0 \cdot 10^3$	Zn	$2{,}0 \cdot 10^4$
Tl	$1{,}6 \cdot 10^2$	Pb	$4{,}0 \cdot 10^2$
Al	$1{,}0 \cdot 10^2$	Ce	$3{,}2 \cdot 10^2$
Fe	$1{,}4 \cdot 10^2$	Th	$1{,}0 \cdot 10^2$

Наибольшее время пребывания в морской воде имеет натрий. Оно соизмеримо с возрастом Мирового океана, составляющим несколько миллиардов лет. Аналогично время пребывания наиболее распространенных щелочных и щелочноземельных металлов составляет около 1—100 млн. лет, что объясняется их малой реакционной способностью.

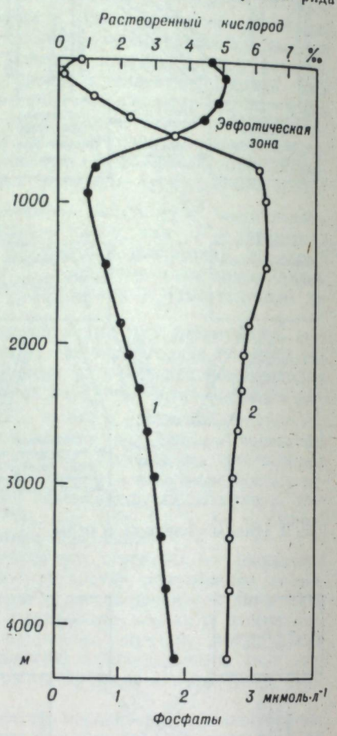
Элементы, которые быстро проходят через гидросферу в глобальном осадочном цикле, например титан, алюминий и железо, поступают в океан не только в составе быстро осаждающихся твердых частиц, но и как реагенты, участвующие в образовании глины и железомарганцевых минералов. Сведения о неорганических процессах, определяющих состав морских вод, приводятся в статье *Морская вода.*

Хотя очевидно, что значения времени пребывания этих и некоторых других элементов невелики, определение абсолютных значений является крайне неточным, поскольку при их расчете использовано предположение о стационарности. Рассматривая океан как единый резервуар, мы предполагаем, что время перемешивания вод океанов намного меньше времени пребывания в нем этих элементов. Океаны же перемешиваются за время порядка 1000 лет. Следовательно, концентрация короткоживущих элементов может меняться от одной водной массы к другой.

Элементы с промежуточными значениями времени пребывания порядка десятков и сотен тысяч лет, вероятно, распределены в океане практически равномерно так же, как и химические элементы с более продолжительным временем пребывания. Типичными элементами этой группы являются металлы — барий, свинец, цинк и никель,— присутствующие в крайне малых концентрациях, но существенные для соединений неорганического происхождения и активно участвующие в химических процессах. Это согласуется с данными наблюдений, которые показывают, что морская вода недонасыщена такими элементами.

Фотосинтез. Наличие огромной фотосинтезирующей биомассы в океанах обусловливает разительные изменения концентрации растворенных веществ. Интенсивность фотосинтеза в океанах составляет около 10^{17} г CO_2 в год. Зона фотосинтеза простирается от поверхности воды до глубины примерно 100 м, и ее толщина зависит от прозрачности воды, времени года и географической широты. При бурном развитии фитопланктона в морских водах часто отмечается значительное уменьшение концентрации углекислого газа и перенасыщение кислородом, так как первый расходуется, а второй выделяется при фотосинтезе.

Фотосинтезирующие растения нуждаются в определенных растворенных химических веществах — питательных солях, необходимых для роста и размножения. В районах массового развития растительности, в отличие от менее продуктивных участков, отмечаются очень низкие концентрации ионов ортофосфорных кислот, нитратов, нитритов аммония и мономерной кремниевой кислоты. Возможно, что концентрации ряда



Распределение растворенного кислорода (*1*) и фосфатов (*2*) на 26°22′ с. ш., 168°57′ з. д. в Тихом океане. *(Согласно данным Chinook Expedition of 1956 of the Scripps Institution of Oceanography)*

других веществ, существенных для процессов роста биомассы, таких, как витамины и ионы металлов-микрокомпонентов, определяются биопроцессами в океане, хотя пока это еще не доказано.

Первичная продукция растений служит основой питания живых организмов в океанах. Часть растительного вещества, которая уносится в глубину из зоны фотосинтеза, вместе с органическими частицами, появляющимися в виде отходов метаболизма или в результате отмирания морских организмов, окисляется, главным образом в толще морской воды, прилегающей снизу к зоне фотосинтеза. Вследствие этого на соответствующих глубинах отмечается уменьшение содержания растворенного кислорода и увеличение концентраций питательных солей, высвобождающихся при окислении органического вещества (см. рисунок).

Концентрация растворенных органических веществ, создаваемых морскими организмами, эквивалентна примерно 0,3 мг С на 1 л воды. В поверхностных и прибрежных водах могут наблюдаться более высокие концентрации. См. *Плодородие морских вод.*

Соленость морских вод. Во многих задачах физики моря и гидродинамики важным параметром является общая соленость. Вместе с давлением и температурой воды именно она, а не элементарный, ионный или молекулярный, состав определяет плотность морской воды.

Общее содержание солей характеризуют с помощью понятий солености или хлорности, измеряемых в промилле (‰). Соленость определяют как выраженную в граммах массу твердых веществ, которые могут быть получены из 1 кг воды при выпаривании в следующих условиях: 1) твердые вещества высушены до постоянной массы при 480 °С, 2) карбонаты превращены в окислы, 3) все органическое вещество окислено, 4) бром и иод замещены хлором. При этих процессах вещества в твердой фазе частично теряют массу, поэтому

определенная таким образом соленость пробы морской воды несколько меньше действительного содержания в ней солей.

На практике соленость определяется путем осаждения галогенов нитратом серебра или с помощью физических методов, таких, как измерение электропроводности, скорости звука или показателя преломления, но химический метод нитратом серебра масса галогенов, заключенных в 1 кг морской воды, в предположении, что бром и иод замещены хлором, называется хлорностью. Полученные таким способом значения хлорности зависят от атомных масс хлора и серебра. Поскольку изменения солености морских вод происходят медленно, можно исключить зависимость хлорности от атомных масс, выразив ее через массу осажденного серебра:

$$\mathrm{Cl}\ {}^0\!/_{00} = 0{,}3\,285\,234\ \mathrm{Ag}.$$

Хлорность, определенную как химическими, так и физическими методами, выражают через соленость стандартной морской воды, которую готовят в Гидрографической лаборатории в Копенгагене. Хлорность связана с соленостью следующей зависимостью:

$$\mathrm{S}\ {}^0\!/_{00} = 0{,}030 + 1{,}8050\ \mathrm{Cl}\ {}^0\!/_{00}.$$

Соленость воды в разных районах открытого океана меняется от 32 до 37 ‰. Повышенные значения характерны для районов, в которых испарение превышает количество осадков, например для некоторых замкнутых бассейнов. Так, соленость Средиземного моря составляет около 38—39 ‰, а в северной части Красного моря она достигает 40—41 ‰. В прибрежных заливах, в которые впадают реки, и в водах, смешивающихся с талыми водами из холодных районов, отмечаются самые разные степени опреснения. См. *Взаимодействие океана и атмосферы.*

Хотя соленость морских вод может заметно меняться и по горизонтали, и по вертикали, отношения основных растворенных компонентов друг к другу (см. ниже) остаются практически постоянными. Эти отношения выражаются обычно следующим образом:

Компоненты	Отношение	Компоненты	Отношение
Na/Cl	0,5555	S/Cl	0,0466
Mg/Cl	0,0669	Br/Cl	0,0034
Ca/Cl	0,0213	Sr/Cl	0,00040
K/Cl	0,0206	B/Cl	0,00024

Эволюция гидросферы. За последние 50 лет выдвигался целый ряд гипотез происхождения и эволюции гидросферы Земли. Большинство из них можно отнести к одной из двух категорий: 1) гипотезы, согласно которым современный океан почти в точности сохранил свои размеры и состав вод с момента начала геологической летописи; 2) гипотезы непрерывного накопления, согласно которым с момента его появления океан постоянно увеличивался, хотя иногда и неравномерно.

В основе этих гипотез лежат определенные общие положения. Первое из них заключается в следующем: такие породообразующие вещества в морской воде, как натрий, калий, кремний, железо, магний и др., появились в результате выветривания пород земной поверхности. Основные анионные компоненты, такие, как хлор и сера, должны иметь другой источник образования, так как то их количество, которое наблюдается в настоящее время в океане, намного больше того, которое могло бы образоваться при выветривании. Хлор и сера, вероятно, выделялись в виде газов или растворенных веществ из мантии Земли по мере разрушения поверхностных пород. Эта точка зрения согласуется с гипотезой о вторичности земной атмосферы. По сравнению с другими элементами распространенность благородных газов — неона, нерадиогенного аргона и криптона — на Земле во много раз меньше, чем во Вселенной. По-видимому, эти газы были потеряны Землей в процессе ее формирования, так же как и другие газообразные вещества со сравнительно небольшими молекулярными массами.

Гипотеза постоянства океанов на геологическом отрезке времени дополняется гипотезой постоянства континентов. Поскольку в основании центральных щитов лежат древние породы, а по краям континентов толщина слоев молодых пород значительно возрастает, считается, что континенты растут в боковых направлениях. Следовательно, уменьшение площади океанов компенсируется за счет увеличения средней глубины. Однако количество продуктов выветривания, которые образовались бы под действием вод первичного океана, содержащего все анионные компоненты в виде кислот, значительно больше подсчитанного геологами количества продуктов, образовавшихся за все геологическое время. Некоторые геохимики склоняются к другому варианту гипотезы постоянного океана, согласно которому в первичном океане происходило постепенное накопление анионных компонентов.

В пользу медленного увеличения объема океанов свидетельствуют следующие соображения. Если считать, что лишь 1 % воды современных горячих источников является ювенильной водой, то объем вод, выделенных ими за все геологическое время, оказался бы достаточным для образования современных океанов. К тому же соотношения между основными анионными компонентами в морской воде сходны с соотношениями, характерными для глубинных газов.

Пресные воды и осадки в виде дождя. Для пресных вод суши характерны большие различия в значениях общего содержания солей и относительных концентраций различных компонентов. В любом водоеме отмечается также сезонный ход названных характеристик. В табл. 3 приведены данные химического анализа вод некоторых типичных водоемов.

Таблица 3. Химический состав пресных вод и осадков в виде дождя (млн$^{-1}$)

Вещество	Реки [1]	Озера в Ирландии [2]	Осадки над Англией [3]
Ca^{++}	15	4,0	0,1—2,0
Na^+	6,3	8,6	0,2—7,5
Mg^{++}	4,1	1,0	0,0—0,8
K^+	2,3	0,5	0,05—0,7
CO_3^{--}	58,4	8,8	0,0—2,7
SO_4^{--}	11,2	5,2	1,1—9,6
Cl^-	7,8	14,7	0,2—12,6
SiO_2	13,1		
NO_3^-	1		
Fe	0,67		

[1] Daniel A. Livingston, *Data of Geochemistry*, USGS Prof. Pap. no. 440-G, 1963.

[2] E. Gorham, The chemical composition of some western Irish fresh waters, *Proc. Roy. Irish Acad.*, vol. 58B, 1957.

[3] E. Gorham, On the acidity and salinity of rain, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 7, 1965.

Состав воды пресных водоемов суши находится под влиянием многочисленных, порой плохо изученных факторов. Значительные поступления растворенных веществ, по-видимому, связаны с выветриванием горных пород, разложением органики, переносом пыли в атмосфере, сжиганием топлива, выносом в атмосферу частиц морских солей и выделениями вулканических газов. В большинстве случаев образующиеся в ходе этих процессов вещества переносятся в атмосферу, откуда могут вымываться дождем в озера и реки. Выветривание горных пород и почв представляет собой важный источник поступления ионов в воды рек и озер. Это видно из табл. 3, согласно которой содержание растворенных веществ в осадках в виде дождя на порядок меньше, чем в речных и озерных водах.

Большинство пресных водоемов содержит воду бикарбонатного типа, в которой концентрация HCO_3^- превосходит концентрации всех других анионов, хотя в отдельных случаях могут преобладать хлоридные и сульфатные ионы.

Натрий, хлор и магний поступают в основном из океана. В составе морских брызг они переносятся воздушными массами на континент. По мере удаления от побережья концентрации этих элементов в поверхностных водах быстро уменьшаются. В некоторых водоемах, однако, могут отмечаться повышенные концентрации, что связано главным образом с вымыванием солей в условиях денудации изверженных пород.

Кальций, а иногда и магний могут появляться при растворении пород на площади водосбора, что характерно, например, для пресных водоемов штата Висконсин, расположенных в области отложений древних магнезиальных известняков. Сульфат-ион образуется не только в море, но и при сжигании содержащих серу горючих ископаемых, а также при окислении сероводорода (продукта разложения органического вещества) в атмосфере.

Средняя концентрация солей в пресных водоемах составляет примерно 120 млн$^{-1}$. Пониженная концентрация растворенных солей (50 млн$^{-1}$ и менее) характерна для вод, дренирующих пласты изверженных пород, тогда как повышенная концентрация солей (200 млн$^{-1}$ и более) в водах проточных озер и рек обычно связана либо с растворением соляных пластов, либо с антропогенным загрязнением.

Непроточные водоемы. Химический состав вод в непроточных водоемах, расход воды в которых происходит за счет испарения, характеризуют данные табл. 4, содержащей примеры трех классических типов вод — карбонатных, сульфатных и хлоридных. В процессе испарения воды из водоема, первоначально имевшей среднюю концентрацию солей, типичную для речных и озерных вод, происходит последовательный переход от карбонатного типа к хлоридному. Воды карбонатного типа существуют до тех пор, пока испарение не приведет к осаждению карбоната кальция и обогащению жидких фаз сульфатными и хлоридными ионами. При дальнейшем испарении воды происходит осаждение карбоната кальция, а затем гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). В оставшейся воде доминирующим анионом становится ион хлора. См. *Эвапориты.*

Таблица 4. Концентрация химических веществ в озерных водах хлоридного, сульфатного и карбонатного типов. (Согласно G. E. Hutchinson, A Treatise on Limnology. vol. 1, Wiley, 1957)

Вещество	Мертвое море	Оз. Литл-Миннитоу	Оз. Пеликан, штат Миннитоба
Na^+	11,14	16,8	29,25
K^+	2,42	1,0	3,58
Mg^{++}	13,62	10,9	2,62
Ca^{++}	4,37	0,48	2,27
CO_3^{--}	Следы	0,47	30,87
SO_4^{--}	0,28	48,4	22,09
Cl^-	66,37	21,8	7,97
SiO_2	Следы	0,009	1,21
Al_2O_3 } Fe_2O_3 }	—	0,21	0,02
Соленость	226 000	106 851	1983

Эдвард Д. Голдберг

Лит.: M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 2, 1963; G. E. Hutchinson, *A. Treatise on Limnology*, vol. 1, 1957.

Циклон

Область пониженного давления в атмосфере; на приземных и высотных картах имеет округлую или овальную форму. Воздух втекает в циклон у поверхности Земли, поднимается вверх (обычно по спирали) в его центральной части и растекается на более высоких уровнях в нижнем слое атмосферы (в тропосфере). Такая циркуляция воздуха называется циклонической; она имеет много разновидностей и в определенном смысле противоположна антициклонической циркуляции, которая развивается в области повышенного атмосферного давления.

Метеорологи широко используют этот термин для обозначения крупных атмосферных возмущений, формирующихся в тропических, умеренных или полярных широтах. См. *Ветер, Давление воздуха, Осадки, Фронт, Шторм.*

Циклонические возмущения небольшого масштаба, возникающие в тропических и умеренных широтах, обычно чрезвычайно интенсивные, получили специальные наименования. См. *Водяной смерч, Торнадо, Ураган.*

Чарлз В. Криттенден

Цунами

Радиально распространяющиеся системы длиннопериодных гравитационных волн, вызванных любыми крупномасштабными импульсными возмущениями на поверхности океана. Крупные цунами в открытом море почти не затухают, поэтому они обладают большим разрушительным действием на очень больших расстояниях от места зарождения. С древних времен цунами считаются самым страшным стихийным бедствием; от цунами погибло почти 100 тыс. человек, они причинили неисчислимый ущерб прибрежным сооружениям и жилищам. Из-за неясности механизма образования и эпизодичности (они появляются примерно 10 раз в столетие) предсказать цунами невозможно, однако действующая с 1946 г. Международная служба предупреждения цунами позволила значительно уменьшить количество человеческих жертв. В настоящее время исследования в области геоморфологии, сейсмики и гидродинамики направлены на более полное понимание механизмов возникновения цунами и на количественное описание распространения и выхода волн цунами на побережья. Это объясняется также все увеличивающимся строительством на побережьях атомных электростанций, нефтеперегонных сооружений и торговых портов, не говоря уже о курортах.

Образование цунами. В настоящее время считается, что небольшие цунами нередко образуются в результате извержений вулканов и подводных оползней, а сильные — в результате внезапных смещений больших участков блоков земной коры, которые связаны с изгибанием медленно движущихся литосферных плит океанского дна там, где они граничат с континентальными плитами. Такие очаги преимущественно локализованы в тектонически активных океанских районах, основная часть которых в настоящее время окаймляет Тихий океан от Чили до Японии. В отличие от медленного оползания, цунамигенные подвижки блоков неизменно связывают с крупными землетрясениями интенсивностью более 7 баллов по шкале Гутенберга—Рихтера и с неглубоким расположением очага (<30 км). За ними следует серия подземных толчков меньшей интенсивности, затухающих в течение одной-двух недель. Наблюдения свидетельствуют, что последующие толчки приходятся на область, которая обычно имеет удлиненную форму с главной полуосью, параллельной основному направлению разлома. Тот факт, что только около 20% крупных землетрясений, вызвавших цунами, обладают такими свойствами, заставляют сформулировать дополнительные признаки, один из которых состоит в том, что очаг должен иметь смещение в вертикальном направлении. Эта точка зрения подтверждается результатами сейсмического исследования плит и рядом наблюдений (например, за Аляскинским землетрясением в 1964 г.).

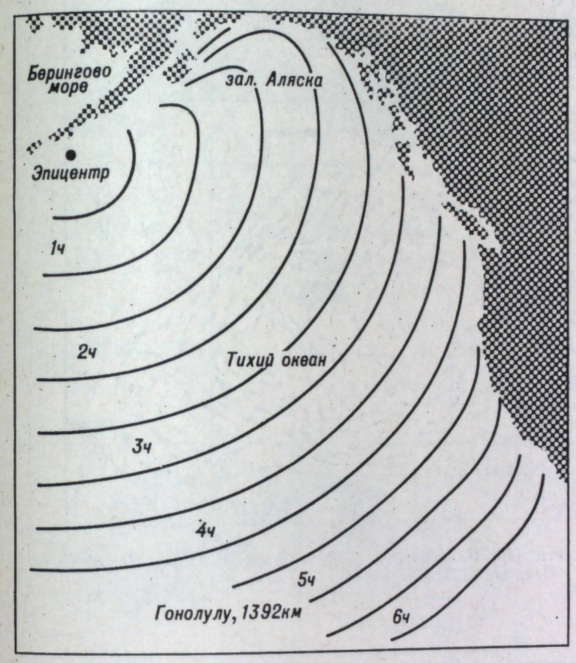
Поскольку горизонтальные размеры блока имеют порядок сотен километров, любое вертикальное смещение (до нескольких метров) мгновенно деформирует свободную поверхность воды. Образовавшиеся цунами распространяются радиально во всех направлениях в виде цуга волн, энергия которых содержится в волнах длиной, соответствующей размерам очага, а высота определяется вертикальным смещением.

Распространение в открытом море. Так как длина главной волны много больше, чем наибольшая глубина океана, цунами с точки зрения гидродинамики представляют собой волны на мелкой воде; т. е. скорость их распространения с высокой точностью пропорциональна квадратному корню из локального значения глубины (600—800 км·ч$^{-1}$ в Тихом океане). Таким образом, после определения местоположения очага путем триангуляции по сейсмостанциям можно построить карты движения цунами (см. рисунок) и своевременно предупредить о времени прихода волн.

Поскольку исходная энергия волны, приобретенная во время подвижки очага, распределяется по все большей площади, средняя высота волны уменьшается до нескольких сантиметров на расстоянии, равном половине длины экватора (такие смещения уровня в открытом море измерить нельзя). За этой точкой энергия снова начинает концентрироваться в направлении противоположного полюса очага, и высота волн значительно возрастает. Эта концентрация частично объясняет интенсивность берегового действия чилийских цунами в Японии, и наоборот. Азимутальные вариации локальной высоты волн зависят, кроме того, от ориентации и эксцентриситета очага, потому что, как и в случае радиоантенны, энергия наиболее эффективно излучается в направлении, нормальном к большой полуоси. Наконец, некоторые вариации высоты волн создаются рефракцией, связанной с региональными различиями в средней глубине океана. См. *Океанские волны.*

Береговые эффекты. После того как волны попадают на шельф, их высота сильно возрастает отчасти за счет концентрации энергии в мелкой воде, отчасти в результате рефракции, при которой происходит захват и еще большая концентрация энергии вдоль береговой линии. В конце концов берег останавливает дальнейшее распространение волн. Здесь цунами проявляются в виде быстрых течений в заливах и гаванях, в заплескивании на низкорасположенные участки суши периодических опрокидывающихся боров и разбивании волн у отвесного берега, где отмечается подъем воды на 20 м над ур. м. См. *Процессы в прибрежной зоне.*

Методы прогноза. Хотя теория качественно предсказывает бо́льшую часть описанного выше поведения цунами, для инженерных расчетов и оценивания опасности развиваются методы численного моделирования. Используя в качестве входных данных характерные временные и пространственные зависимости смещения очага, полученные на основании сейсмических или некоторых других наблюдений, а также распределение глубин в океане с батиметрических карт, на вычислительной машине рассчитывается начальное возмущение поверхности, его распространение по поверхности океана и восстанавливается эволюция движения воды в любой желаемой точке. Там, где движение источника известно (Аляска, 1964 г.), результаты моделирования на вычислительной машине достаточно согласуются с наблюдениями в тех областях, где допустимо применение линеаризованных уравнений движения. Когда в качестве входных данных используются вычисленные на машине волновые поля в открытом море, возможно также моделирование и нелинейных явлений, таких, как обрушивание боров.



Продвижение приливной волны 1 апреля 1946 г., вызванной землетрясением с эпицентром южнее о. Унимак. *(Из L. D. Leet and S. Judson, Physical Geology, 2d ed., Prentice-Hall, © 1958; перепечатано с разрешения Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ)*

Уильям Дж. Ван Дорн

Лит.: L.-S. Hwang and D. Divoky, Tsunamis, *Underwater J.*, pp. 207—219, October 1971; National Academy of Sciences, The great Alaskan earthquake of 1964, *Oceanogr. Coastal Eng.*, 1972.

Черное море

Черное, Азовское, Каспийское и Аральское моря составляют цепь водных тел, глубоко вдающихся в Евразийский континент. По мере удаления от Средиземного моря эти моря (или озера) становятся все более пресными, а их солевой состав все сильнее отличается от океанского. Черное море слабо связано с Мировым океаном; эта связь осуществляется через Босфор, Мраморное море, Дарданеллы и Средиземное море.

Поскольку речной сток и осадки превышают испарение, избыток воды выходит из моря через Босфор. С глубинным компенсирующим течением в Черное море, также через Босфор, поступает средиземноморская вода. В результате интенсивного речного стока поверхностные воды настолько опреснены, что плотность воды резко возрастает с глубиной (рис. 1), и вертикальное перемешивание затрудняется. Это обстоятельство, а также мелководность Босфора (40—90 м) приводят к тому, что глубинные воды оказываются застойными. Основные характеристики Черного моря приведены в таблице.

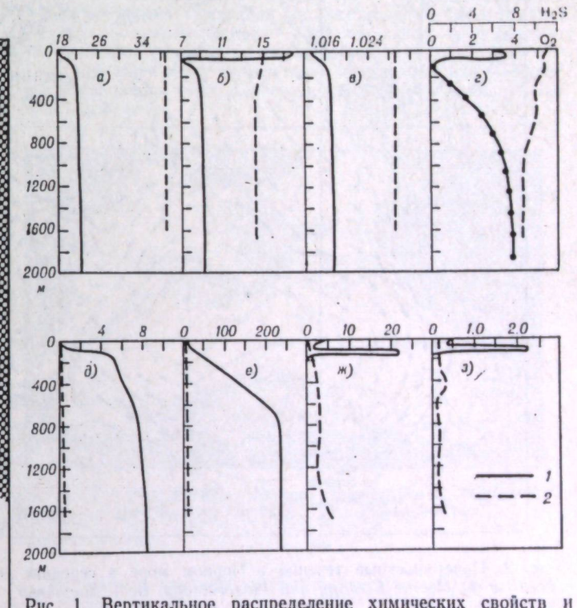


Рис. 1. Вертикальное распределение химических свойств и плотности в Черном море на 41°58′ с. ш., 30°23′ в. д. 29 сентября 1964 г. (*1*) и в Средиземном море на 35°54′ с. ш., 25°15′ в. д. 30 сентября 1948 г. (*2*).

а — соленость (‰); *б* — температура (°С); *в* — плотность воды (г/с); *г* — концентрации растворенного кислорода и сероводорода (‰); *д* — концентрация фосфатов и фосфора (мкг-атом/л); *е* — концентрация растворимых силикатов и силиконов (мкг-атом/л); *ж* — концентрация нитрат-азота (мкг-атом/л); *з* — концентрация нитрит-азота (мкг-атом/л).

Циркуляция. Поверхностные течения образуют два круговорота, вращающихся против часовой стрелки (рис. 2). Между этими круговоротами наблюдается сложная картина разнонаправленных потоков. Вихревой характер циркуляции отражается в распределении плотности, концентрации химических веществ и биологических зон Черного моря (см. рис. 1). Изоповерхности этих величин имеют куполообразную форму, причем вершины куполов примерно совпадают с центрами круговоротов.

С придонным течением через Босфор поступает вода, плотность которой превышает плотность Черного моря, однако этот приток настолько мал, что для полного обновления воды, расположенной ниже 30 м, потребовалось бы 2500 лет.

Приливы в Черном море преимущественно полусуточные с небольшой амплитудой: около 9 см у центральной части восточного и западного побережий и 2—3 см у берегов Крыма. Приливные колебания часто совершенно незаметны по сравнению с колебаниями под действием таких факторов, как ветер и атмосферное давление.

Физические и химические характеристики. Соленость вод Черного моря (максимальная соленость 22,7 ‰) намного меньше солености вод открытого океана (около 35 ‰), однако солевой состав в нем почти такой же, как в океане; отсюда следует, что Черное море является частью океанской системы, а не соленым озером. На рис. 3 показана соленость поверхности моря и на глубине 100 м. В верхнем 200-м слое соле-

ность резко увеличивается с глубиной, а ниже 300—400 м возрастает незначительно (рис. 1).

В северо-западной части моря опреснение воды происходит наиболее интенсивно благодаря речному стоку; в очень суровые зимы здесь образуется полоса прибрежного льда шириной до 130 км.

Температура поверхности моря изменяется от точки замерзания зимой до 22 °С и выше летом, однако ниже 150—200 м в течение всего года сохраняется температура, равная примерно 8,75 °С.

В глубинных застойных водах Черного моря накапливается и разлагается чрезвычайно большое количество органических веществ. По этой причине в Черном море установился режим, имеющий следующие особенности.

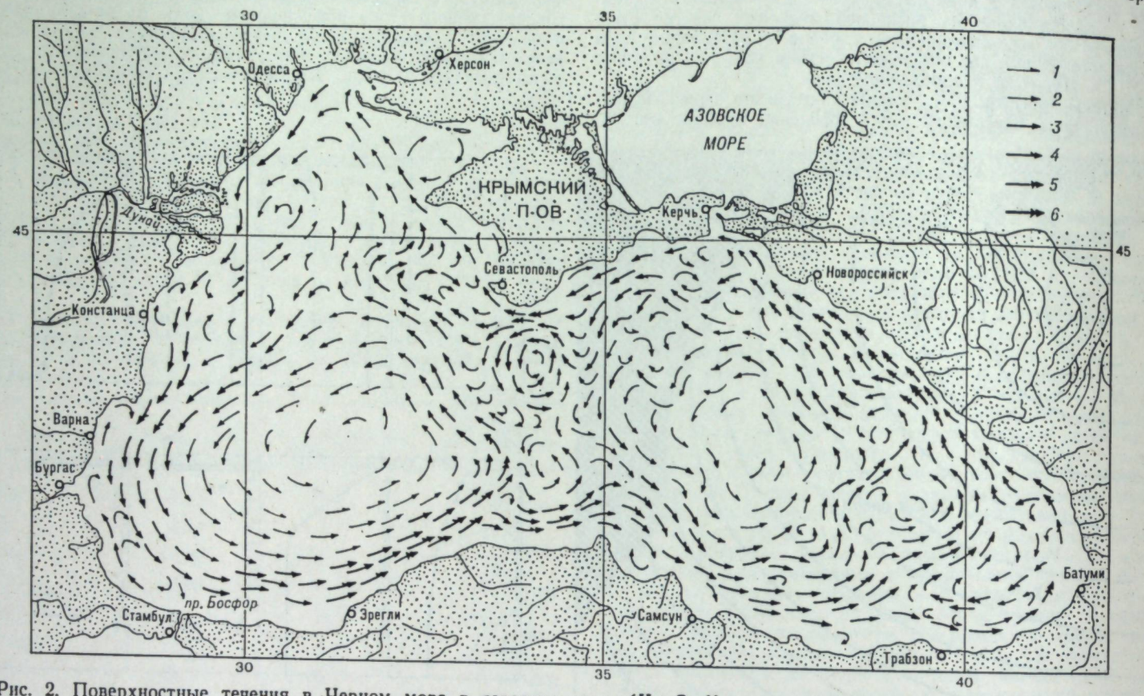


Рис. 2. Поверхностные течения в Черном море в середине лета. *(Из G. Neumann, 1942, as used in J. W. Hedgpeth, ed., Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 67, 1957)*

Основные характеристики Черного моря

Широта от 40°55′ до 46°32′ с. ш.		*Оценка водного баланса* [1]:	
Долгота от 27°27′ до 41°42′ в. д.		Приток воды из главных рек, км³·год⁻¹	
Максимальная длина, км	1 149	Дунай	203
Максимальная ширина, км	610	Днепр и Буг	55
Площадь, км²		Днестр	8
Черное море	423 000	Дон и Кубань	26
Азовское море	38 000	Другие	28
Всего	461 000	Всего	320
Объем, км³		Отток через Босфор, км³·год⁻¹	388
Черное море	537 000	Приток через Босфор, км³·год⁻¹	188
Азовское море	300	Результирующий отток, км³·год⁻¹	200
Всего	537 300	Осадки над Черным морем, км³·год⁻¹	234
Глубина, м		Поверхностный и речной сток, км³·год⁻¹	320
Черное море			
Средняя	1 197	Испарение, км³·год⁻¹	354 (84 см·год⁻¹)
Максимальная	2 245		
Азовское море			
Максимальная	13,5		
Сообщения, м			
Керченский пролив	5		
Босфор (макс.)	90		

[1] От года к году водный баланс может испытывать значительные колебания.

1. Повсюду на глубинах более 200 м отсутствует кислород и присутствует сероводород (H_2S). Поверхность уровня, на котором кислород исчезает, также имеет куполообразную форму. На больших глубинах концентрация H_2S достигает 6—8 мл·л⁻¹ (см. рис. 1).

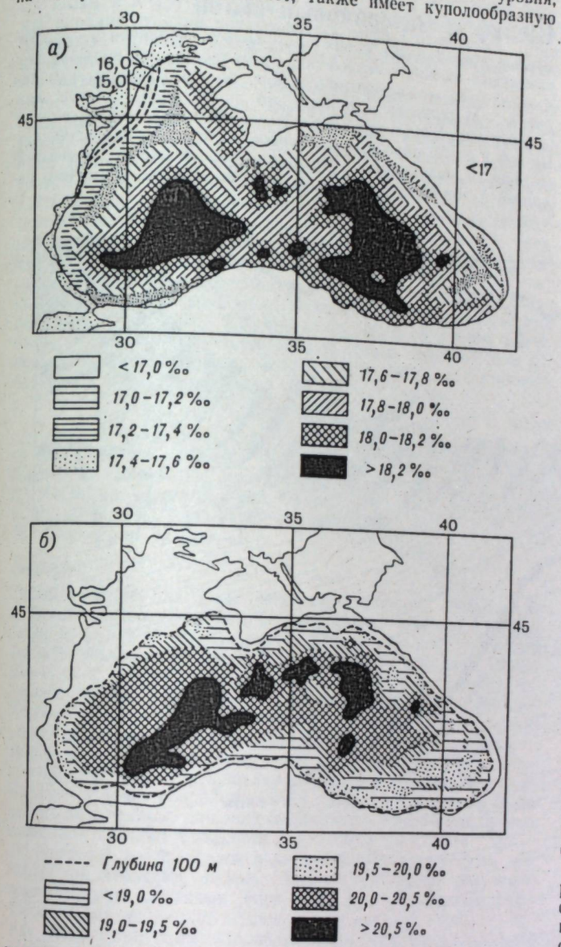


Рис. 3. Распределение солености в Черном море в поверхностном слое в июле—сентябре (*а*) и на глубине 100 м (*б*). *(Из G. Neumann, 1943, as used in J. W. Hedgpeth, ed., Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 67, 1957)*

2. Нитриты и нитраты в бескислородной зоне отсутствуют, а свободный растворенный азот выделяется в процессе денитрификации; однако его количество мало по сравнению с количеством, поступающим из растворенного воздуха.

3. Благодаря анаэробному брожению органических веществ в воде присутствует до 0,2 мл метана на 1 л.

4. При разложении органических веществ образуются ионы фосфатов, углекислый газ, аммоний и растворимые силикаты; все эти вещества накапливаются в придонных водах в больших количествах. Вероятно, образование сульфидов является причиной высокой щелочности глубинных вод, а выделяющийся CO_2 уменьшает pH на глубине примерно до 7,7 (на поверхности pH 8,0—8,2).

5. Окислительно-восстановительный потенциал у поверхности превышает +400 мВ и с глубиной постепенно уменьшается до уровня, на котором появляются сульфиды. Здесь происходит скачкообразное понижение потенциала до —110 мВ, далее, по мере роста концентрации H_2S, продолжается постепенное уменьшение потенциала до —172 мВ.

6. В H_2S-зоне живут только анаэробные бактерии.

7. Такие металлы, как медь, по-видимому, извлекаются из раствора в процессе осаждения сульфидов, но концентрация растворимого железа и марганца в сульфидной зоне, выше, чем в кислородной.

Геологическая история и характеристики. Черное море является тектоническим бассейном, который в раннем третичном периоде был частью системы, соединявшей Атлантический и Индо-Тихий океаны. Позднее восточный конец системы замкнулся, а в позднем миоцене она была отрезана от Мирового океана и с запада. Затем тектонические процессы разделили море на изолированные бассейны — нынешние Каспийское, Черное и Средиземное моря, которые в отдельные периоды сообщались между собой. Эти изменения сопровождались значительными колебаниями солености, что отразилось на составе ископаемой фауны. Последний раз сообщение со Средиземным морем установилось примерно 6000 лет назад, в результате чего соленость достигла современного значения.

Черное море — это относительно правильный овал. Черное море соединяется узким Керченским проливом с мелководным Азовским морем.

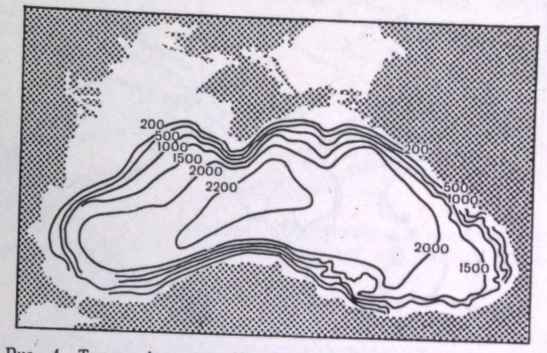


Рис. 4. Топография дна Черного моря *(По L. Zenkevitch, Biology of the Seas of the U.S.S.R., Wiley, 1963)*

Глубина — в метрах.

За исключением юго-восточного и северо-западного районов, глубина моря резко увеличивается по мере удаления от берега. Северо-западная часть — мелководная, для нее характерно большое количество лиманов — затопленных долин, в той или иной степени сообщающихся с морем. По существу, большим лиманом является Азовское море (рис. 4).

До глубины 30 м дно покрыто песчаным береговым материалом. У центров круговоротов донные отложения представляют собой ил с высоким содержанием извести, местами переслоенный серой глиной. Все глубоководные отложения содержат относительно большое количество различных видов сернистого железа. Значительный процент донных отложений составляют теригенные вещества, принесенные реками.

Биология. В Черном море обитает меньше видов растений и животных, чем в Средиземном море, но больше, чем в Азовском, Каспийском и Аральском морях. Здесь присутствует 1500 видов животных, представляющих главным образом обедненную средиземноморскую фауну с небольшим добавлением реликтовых каспийских видов и некоторых пресноводных в районе дельты Дуная.

Фитопланктон представлен обильно цветущими диатомовыми водорослями. Пик цветения приходится на май и июнь. Позднее наступает пик цветения жгутиковых, которые, однако, цветут менее интенсивно, чем диатомовые. Из жгутиковых здесь обитает только 70 видов: по-видимому, другие виды не могут приспособиться к малосоленой черноморской воде. На глубине более 50 м, в условиях кислородного дефицита, регулярно встречаются лишь 4 вида планктона.

В Черном море существует 221 вид водорослей (в Средиземном — 413), причем в его северо-западной части изобилуют красные водоросли (состоящие из *Phyllophora rubens* и *nervosa*), а в прибрежной зоне — взморник (*Zostera marina*). Здесь же наблюдаются многочисленные популяции двустворчатых, но бентосная фауна в основном схожа со средиземноморской (но значительно беднее по числу видов). В Черном море обитает примерно 170 видов рыб, из которых более 100 — средиземноморского происхождения. Примерно 20 % видов имеют промысловое значение, причем важнейшие из них — скумбрия, пеламида, анчоусовые, сельдь, кефалевые, карп и осетр. Основной рыбный промысел сосредоточен в прибрежной зоне, лишь 15 % улова добывается в открытом море, причем

90 % добычи здесь составляют морские свиньи. См. *Морская вода, Морская микробиология, Морские осадки, Океаны и моря, Средиземное море.*

Фрэнсис А. Ричардс

Лит.: R. W. Fairbridge (ed.), *The Encyclopedia of Oceanography*, Encyclopedia of Earth Sciences Series, vol. 1, 1975; J. W. Hedgpeth (ed.), *Treatise on Marine Ecology and Paleoecology*, Geol. Soc. Amer. Mem. no. 67, vol. 1, 1957; L. Zenkevitch, *Biology of the Seas of the U. S. S. R.*, 1963.

Чинук

Теплый сухой чрезвычайно порывистый ветер, дующий над восточными склонами Скалистых гор и прилегающими к ним равнинами. Название «чинук» происходит от индейского слова, означающего «пожиратель снега», что очень точно соответствует характеру этого ветра, который способствует удивительно быстрому уничтожению снежного покрова путем таяния или сублимации. Чинук — это частный случай ветра, известного под названием «фён». Под фёновыми ветрами (первоначально изученными в Альпах) подразумеваются относительно теплые и сухие потоки воздуха, переваливающие через подветренный склон горного хребта и спускающиеся по нему. Сухость этих ветров объясняется конденсацией влаги и последующим ее осаждением из воздуха при его подъеме по наветренному склону. Переносимое ими тепло является результатом предшествующего выделения теплоты конденсации и процессов турбулентного перемешивания прилегающего к подстилающей поверхности воздуха с более теплым воздухом верхних слоев.

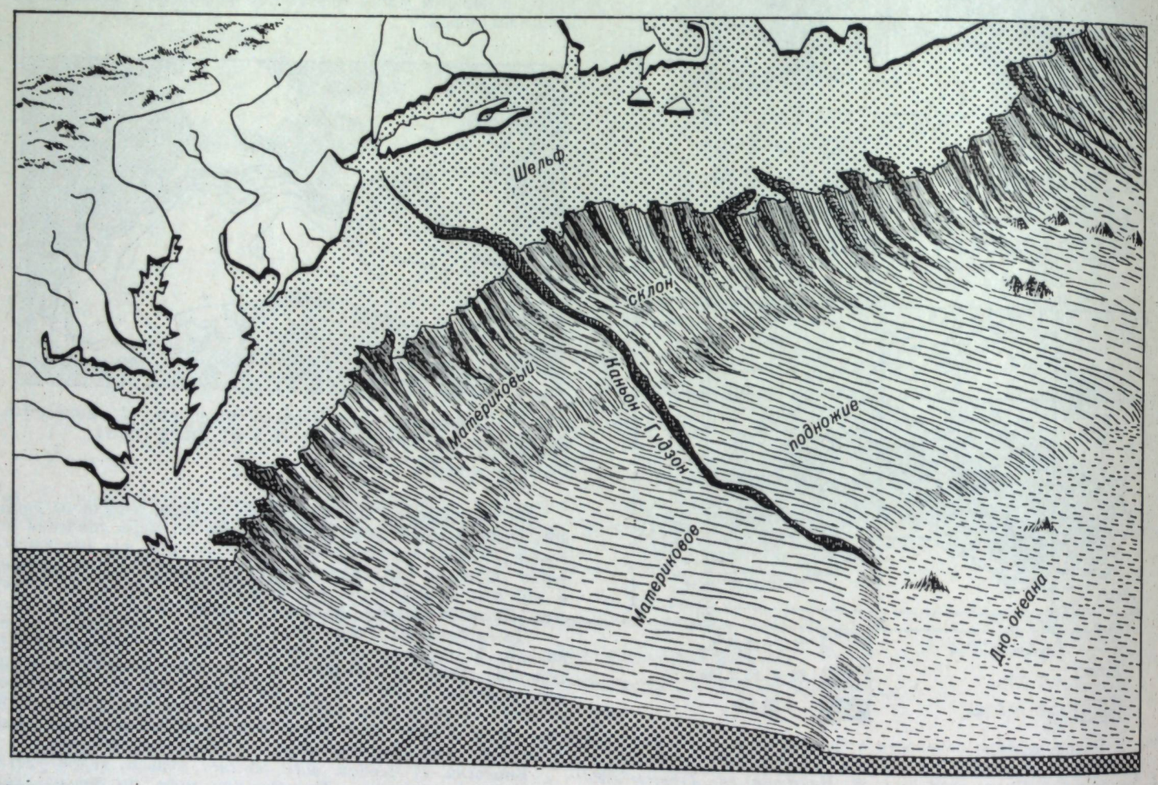
Зимой чинук иногда сталкивается с более холодным застойным полярным воздухом вдоль резко выраженного фронта, наблюдающегося в это время у подножия Скалистых гор или на прилегающей равнине. Небольшие горизонтальные смещения этого фронта, как известно, приводят иногда к резкому повышению или понижению температуры (до 30 °С за несколько часов).

Фёновые ветры, не прекращающиеся длительное время, оказывают на людей неблагоприятное психическое и физическое воздействие. В Альпах это явление известно под названием «фёновая болезнь». См. *Ветер, Изэнтропические поверхности, Напряжение трения, Осадки, Фронт.*

Фредерик Сандерс

Шельф и материковый склон

Шельф представляет собой зону вокруг континента, простирающуюся от линии низкой воды до глубины, на которой происходит резкое увеличение уклона дна в сторону больших глубин. Материковый склон — это наклонный участок дна, простирающийся от края шельфа до больших глубин океана. Шельф и склон образуют материковую террасу, окаймляющую материк и являющуюся переходной зоной между береговой линией и абиссальным дном океана на глубине 4 км (см. рисунок).



Материковая окраина на северо-востоке США.

Шельф. Это сравнительно однообразная равнина шириной около 70 км с уклоном в сторону моря примерно 1,9 ‰. На глубине примерно 130 м обычно отмечается резкое увеличение уклона. Этот участок дна называется бровкой или краем шельфа. Бровка является границей шельфа, вершиной материкового склона и границей открытого моря. Однако некоторые шельфы простираются до глубин 180—550 м, особенно в районах древнего или современного оледенения. По некоторым соображениям, главным образом юридическим, границу шельфа обычно проводят по изобате 200 м. Шельфы покрыты тонким слоем характерных отложений из кластических песков, алевритов и ила, имеющих пятнистое распределение. Геологически шельф является продолжением материка и составляет единое целое с прилегающей прибрежной равниной. В геологических масштабах времени положение береговой линии неопределенно, она все время то отступает, то продвигается в сторону моря, так что ее точное положение в каждый конкретный момент не имеет значения. Своим происхождением шельф обязан, по-видимому, волноприбойной деятельности на мелководье (волны эффективно действуют только до глубин примерно 10 м — горизонта сильной абразии), отложению наносов в береговой зоне и колебаниям уровня моря, которые были особенно значительными в плейстоцене и голоцене. Шельфы имеют глобальное распространение и занимают 5 % площади планеты, но сильно различаются по ширине. У восточных берегов США ширина шельфа составляет около 120 км, а у западных — 30 км. Особенно широкие шельфы окаймляют северную Австралию, Аргентину и Северный Ледовитый океан. На шельфе у восточных берегов США и в других районах по мере прогибания материковой окраины обычно накапливается призма отложений. Такие покровные призмы, по-видимому, представляют собой зарождающиеся миогеосинклинали.

Материковый склон. Образован выступающими краями легких «гранитных» или сиалических, материковых пород. Материковые плато, подобно айсбергам, плавают в мантии Земли, а их склоны отмечают переходную зону между легкими материками и более тяжелыми океанскими участками земной коры. При средней высоте 4 км (иногда до 10 км) материковые склоны представляют собой наиболее внушительные уступы на Земле. Склон сравнительно крут, и средний уклон его в верхней части (1,8 км) составляет 4,25°. Большинство склонов напоминает боковую грань горного массива, однако весьма нерегулярную в мелких деталях. Местами склоны прорезаны глубокими подводными каньонами, иногда пересекающими шельф. Обычно между склоном и дном океана имеется переходная область — материковое поднятие, или апрон, сложенное наносами, которые сползают с материкового блока. См. *Морская геология, Подводный каньон.*

Роберт С. Дитц

Лит.: J. L. Culliney, *The Forests of the Sea: Life and Death on the Continental Shelf*, 1977 (Дж. Куллини, Леса моря. Жизнь и смерть на континентальном шельфе.— Л., 1981); R. McQuillin, *Exploring the Geology of Shelf Seas*, 1975; F. P. Shephard, *Geological Oceanography*, 1977; J. Waters, *The Continental Shelves*, 1975.

Шквал

Сильный ветер, который возникает внезапно, наблюдается в течение нескольких минут и постепенно стихает. Скорость ветра в шквалах обычно составляет 13—27 м·с$^{-1}$; в случае наиболее сильных шквалов при порывах она иногда достигает 36—45 м·с$^{-1}$. Шквалы могут иметь локальный характер, например, когда они связаны с внутримассовыми грозами. Можно наблюдать шквалы и на обширных территориях; в этом случае их возникновение связано с прохождением хорошо развитого циклона, в котором уже достаточно сильные ветры приобретают характер шквалов. Поскольку шквалы возникают внезапно и часто сопровождаются ливневыми дождями, снегопадами или градом, они наносят большой ущерб сооружениям и посевам, создают опасность для работы транспорта.

Наиболее распространенным типом шквалов является грозовой, или ливневой, шквал, связанный с хорошо развитыми конвективными облаками чаще всего кучево-дождевых форм. Такой шквал возникает обычно перед началом грозового дождя. Ветер при этом направлен от центра грозового очага к его периферии и обычно сохраняется только в течение короткого промежутка времени. Шквал такого типа возникает, когда холодный воздух, опускающийся в центре очага грозовой деятельности, достигает земной поверхности и растекается в стороны. В пустынных районах осадки, связанные с внутримассовыми грозами, могут в значительной степени или полностью испариться до того, как они достигнут поверхности, и тогда могут наблюдаться сухие шквалы, часто сопровождающиеся пыльными бурями. См. *Линия шквала, Гроза.*

Шквалы различных типов могут возникнуть при стекании холодного воздуха вниз по крутым склонам гор. Шквальный ветер в этом случае образуется под действием силы тяжести, и его интенсивность зависит от свойств опускающегося воздуха. Последний имеет более низкую температуру и бóльшую плотность, чем тот воздух, который он вытесняет. К шквалам этого типа принадлежат так называемые стоковые ветры; они встречаются на гористых побережьях в высоких широтах, где холодный воздух формируется на возвышенных плато и стекает вниз вдоль берегов фиордов или глубоких долин. При перемещении вдоль узкой долины скорость движения воздуха увеличивается. Зимой, когда массы арктического воздуха из районов СССР время от времени переваливают через горные хребты Югославии и обрушиваются на относительно теплые прибрежные районы Адриатики, образуется бора — шквальный ветер, имеющий скорость 45 м·с$^{-1}$ и более. Сильные шквалы характерны также для теплых феновых ветров в Альпах и для ветра такого же типа, образующегося на восточных склонах Скалистых гор и носящего название «чинук». См. *Ветер, Чинук.*

Честер У. Ньютон

Шторм

Атмосферное возмущение, включающее в себя нарушения в фоновых полях давления и ветра, масштабы которого изменяются от 1 км в поперечнике (торнадо) до тысяч километров (внетропические циклоны). Штормом называются также связанные с этим возмущением опасные явления погоды (ливень, снежная буря и т. п.). Штормы оказывают влияние на строительство, сельское хозяйство, транспорт, охрану и контроль распределения водных ресурсов, производство, передачу и потребление электроэнергии.

Форма, которую принимает шторм, зависит от внешних условий его развития, особенно от характеристик макромасштабного процесса, горизонтальной и вертикальной изменчивости температуры. Поэтому большинство параметров шторма зависит от широты и физико-географического положения района, в котором он наблюдается, а также от времени года. В этой статье рассматриваются главным образом внетропические циклоны и антициклоны, которые являются основным типом возмущений приблизительно над половиной поверхности Земли. Под их влиянием находятся внутренние мелкомасштабные возмущения. Крупномасштабные возмущения, возникающие в тропиках, по природе своей существенно отличны от внетропических циклонов. См. *Гроза, Линия шквала, Торнадо, Тропическая метеорология, Ураган.*

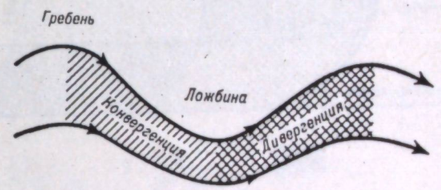


Рис. 1. Зоны конвергенции и дивергенции в волновом возмущении, образовавшемся в тропосфере или нижней стратосфере.

Внетропические циклоны образуются преимущественно в районах, расположенных за параллелью 30° по направлению к полюсам; их максимальная повторяемость наблюдается на широтах 55—65°. Достаточно хорошо выраженные циклоны образуются на фронтах, разделяющих теплую и холодную воздушные массы, или вблизи них. Обычно циклоны проходят один и тот же путь развития: от небольшого возмущения в стадии волны (заметного на приземной карте погоды) до глубокой волны и окклюдированного циклона. См. *Метеорология, Фронт.*

Динамические процессы. Одной из особенностей атмосферы является наличие районов конвергенции и дивергенции горизонтальных потоков, для которых характерны соответственно приток или растекание воздуха в пределах данного слоя. Над слоями нижней тропосферы, в которых преобладает конвергенция потоков, всегда располагаются дивергентные слои верхней тропосферы. Вследствие выполнения закона сохранения массы и несжимаемости воздуха конвергенция потоков на нижних уровнях сопровождается восходящими течениями в средней тропосфере, тогда как при наличии дивергенции образуются нисходящие потоки (оседание).

Поля дивергенции связаны с волновыми образованиями на высотных картах барической топографии (например, на карте поверхности 300 гПа), как это показано на рис. 1. Кривизна линий тока такова, что максимальные значения вихря скорости (или угловой скорости вращения циклонического вихря с вертикальной осью) приходится на ложбины, а минимальные — на гребни. При перемещении частицы воздуха от ложбины к гребню вихрь скорости уменьшается, что приводит в соответствии с законом сохранения момента количества движения к возникновению дивергенции потока. В верхней тропосфере, где скорость ветра больше, чем скорость движения волны, схематическое поле дивергенции будет выглядеть так, как показано на рис. 1. С точки зрения устойчивости циклона относительное расположение элементов течения на верхних и нижних уровнях, показанное на рис. 2, является идеальным: слои дивергенции на высотах, расположенные над слоями конвергенции, занимают центральную и переднюю части циклона; над передней и центральной частями антициклона вертикальное распределение слоев дивергенции и конвергенции обратное.

Приземные и высотные барические системы, хотя и тесно связаны между собой, смещаются относительно друг друга. Обычно циклогенез наблюдается в том случае, когда высотная

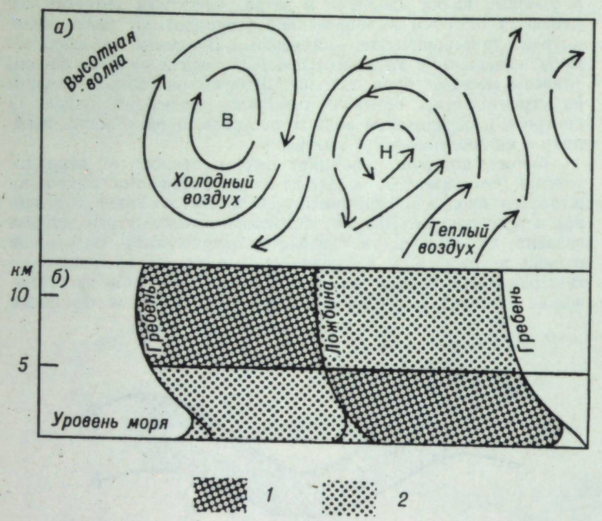


Рис. 2. Циркуляция воздуха в приповерхностных слоях под высотной ложбиной *(Из J. Bjerknes)*

а — картина циркуляции на нижних уровнях и расположение элементов высотной волны; *б* — вертикальный разрез атмосферы в направлении с запада на восток: схематическое положение областей конвергенции (*1*) и дивергенции (*2*).

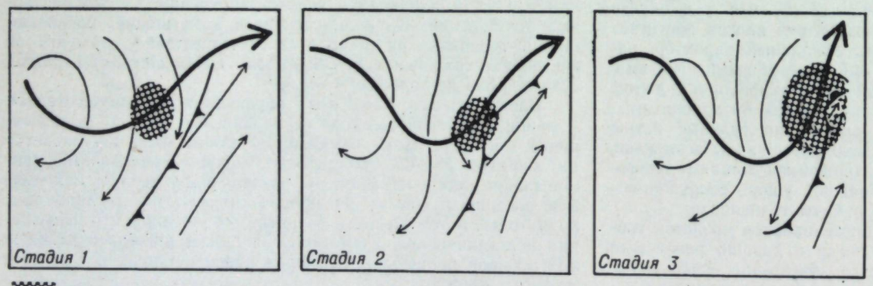


Рис. 3. Смещение высотной ложбины относительно приземного фронта и зарождающегося циклона. *(По S. Petterssen)*

ложбина опережает медленно движущийся приземный фронт (стадии *1* и *2* на рис. 3). Область высотной дивергенции в передней части ложбины накладывается на фронт, что способствует развитию циклона (стадия *3* на рис. 3); скорость этого развития пропорциональна величине дивергенции потока на верхних уровнях. В случае, изображенном на рис. 1, дивергенция будет больше при малых длинах волн и большой их амплитуде, а также при больших скоростях ветра в верхней тропосфере. Последнее обстоятельство является причиной того, что циклоны образуются в непосредственной близости от струйного течения, т. е. в областях с резко выраженной бароклинностью, где наблюдается сильный рост скорости ветра с высотой. См. *Струйные течения.*

Фронтальные штормы и погода. Характеристики погоды в циклоне очень изменчивы; они зависят от влагосодержания и термодинамической устойчивости воздушных масс, вовлекаемых в циркуляцию. Теплые фронты и фронты окклюзии, расположенные восточнее центра или проходящие через центр циклона, являются зонами плавного подъема воздуха и характеризуются развитой облачной системой и осадками, но никаких штормовых явлений погоды в зоне этих фронтов не отмечается. Обширный облачный покров часто наблюдается также в теплом секторе циклона.

Прохождение холодного фронта сопровождается резким поворотом ветра, часто усилением его порывистости; хорошо выражена тенденция к прояснению, связанная с оседанием масс воздуха за фронтом. В холодном воздухе могут выпадать ливни, если он достаточно влажен и неустойчив вследствие нагревания поверхности. Грозы, сопровождаемые шквалами и сильным дождем, часто образуются при быстром подъеме теплого влажного воздуха на холодном фронте или вблизи него. Все эти явления обычно смещаются к востоку — в теплый сектор. См. *Погода.*

Области высокого давления средних широт, или антициклоны. Внетропические циклоны сменяются областями высокого давления, или антициклонами, циркуляция в которых в общих чертах противоположна циркуляции в циклонах и не так четко выражена. Скорость ветра вблизи центра антициклона невелика. На нижних уровнях воздух движется по спирали по направлению от центра; опускание воздуха на верхних уровнях приводит к его нагреванию и уменьшению влажности.

Антициклоны подразделяются на две категории: теплые «субтропические» и холодные «полярные». Обширные и глубокие субтропические антициклоны, образующиеся над океаном на широтах 25—40° и отделяющие пассатные ветры от западного переноса средних широт, хорошо выражены и на высотах.

Интенсивность холодных антициклонов, сформировавшихся в районах полярных и арктических воздушных масс, убывает с высотой. Такие антициклоны могут в течение длительного времени оставаться в районе своего возникновения; при этом могут наблюдаться вторжения холодного воздуха и дробление основной области высокого давления на отдельные антициклоны, появляющиеся в тылу каждого циклона, смещающегося к югу. В средних широтах основное ядро полярного антициклона, следуя за глубоким циклоном, может смещаться к югу, вызывая активное вторжение холодного воздуха.

Снежные бури характеризуются низкими температурами воздуха и низовой метелью, возникающей при сдувании снега с поверхности сильным ветром. Снежные бури обычно возникают в районах, где велики градиенты давления, например между глубоким арктическим антициклоном и хорошо развитым циклоном. Наиболее интенсивные снежные бури бывают в районе центральных равнин Северной Америки и Сибири, а также в Антарктике.

Основные траектории циклонов. Основные траектории всех циклонов северного полушария показаны на рис. 4. В средних широтах циклоны чаще всего зарождаются вблизи восточных берегов континентов и к востоку от Скалистых гор.

Движение циклонов (как тропических, так и внетропических) определяется макромасштабными волновыми движениями в верхней тропосфере. Характер этих волновых движений отражается на режиме общей циркуляции атмосферы — они, в частности, определяют положение субтропических антициклонов. Наибольшие отклонения от характерных траекторий циклонов наблюдаются в том случае, когда положение этих максимумов существенно отличается от среднего их положения, показанного на рис. 4. Теплые антициклоны иногда смещаются в высокие широты, препятствуя западному переносу и вызывая тем самым изменение траекторий циклонов. При этом циклоны вынуждены двигаться с севера на юг, огибая область высокого давления.

Над Средиземным морем циклоны часто образуются зимой и гораздо реже — летом, когда эти районы заняты отрогом атлантического субтропического максимума. Как положение субтропических максимумов, так и траектории циклонов в средних широтах смещаются к северу в летние месяцы; на западных берегах континентов южнее широты 40—45° циклоны летом проходят очень редко или совсем отсутствуют.

Роль теплового баланса суши. Воздух, движущийся к полюсу в восточной части циклона, является более теплым и влажным, чем воздух, движущийся к экватору в западной его части. Таким образом, перенос тепла, осуществляемый тем или иным барическим образованием, должен компенсироваться

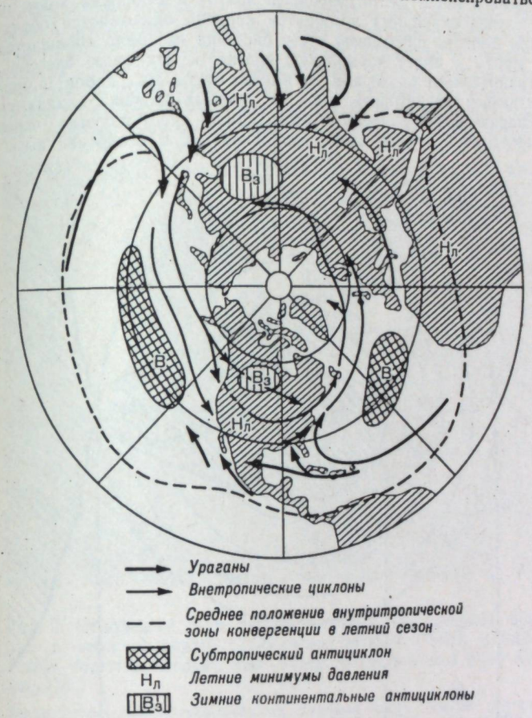


Рис. 4. Типичные траектории внетропических циклонов и ураганов и основные климатические центры действия атмосферы северного полушария.

радиационными потерями тепла в высоких широтах и радиационным притоком тепла в тропиках. Воздух, поднимающийся вверх в барических образованиях, обычно теплее, чем опускающийся (см. рис. 2). Кроме того, в восходящих ветвях циркуляции происходит выделение тепла при конденсации и выпадение осадков. Таким образом, происходит перенос тепла вверх, что обеспечивает компенсацию радиационных потерь в верхних слоях атмосферы. См. *Общая циркуляция атмосферы.*

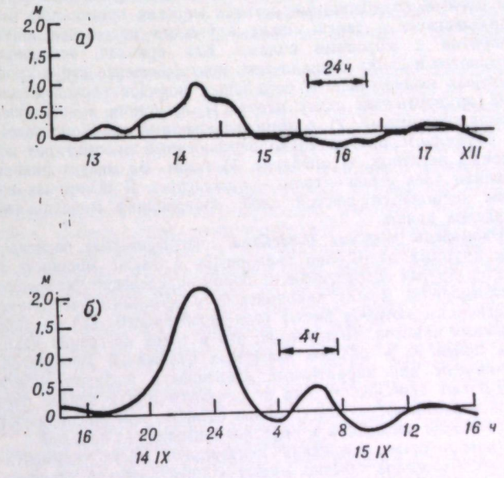
Честер У. Ньютон

Лит.: E. Palmén and C. W. Newton, *Atmospheric Circulation Systems*, 1969 (Э. Пальмен, Ч. Ньютон, Циркуляционные системы атмосферы.— Л., 1973); S. Pettersen, *Introduction to Meteorology*, 3d ed., 1969; H. Riehl, *Introduction to the Atmosphere*, 3d ed., 1978.

Штормовой нагон

Временное локальное повышение уровня моря, вызванное тропическим или внетропическим циклоном либо сильным ветром над морем. Штормовой нагон, или штормовой прилив, не следует путать с цунами и приливными волнами, первые — из которых связаны с сейсмическими явлениями, а вторые — с действием на океан сил притяжения со стороны Луны и Солнца. К числу районов северного полушария, особенно часто страдающих от штормовых нагонов, относятся побережье Мексиканского залива, Атлантическое побережье США, побережье Бенгальского залива, Япония и другие острова западной части Тихого океана, расположенные в тайфунном поясе, и прибрежные районы Северного моря. В Северном море штормовые нагоны вызываются действием огромных внетропических циклонов, особенно интенсивных в зимний период. На восточном побережье США штормовые нагоны возникают под влиянием ураганов и сильных зимних циклонов. На Великих озерах и в Мексиканском заливе штормовые нагоны могут быть вызваны шквалом, но наиболее серьезную угрозу низким прибрежным районам залива представляют нагоны воды при ураганах. См. *Цунами.*

Представление о развитии штормового нагона во времени позволяет получить штормовой гидрограф. Это временной ряд разностей между измеренным уровнем и предсказанным уровнем «периодического» прилива (см. рисунок). Максимальная высота нагона нередко достигает 4,5 м над уровнем предсказанного прилива. В случае нагонов при ураганах максимальный уровень воды зависит, по-видимому, в основном от атмосферного давления в центре урагана. Однако имеют значение также горизонтальные размеры, направление и скорость



Штормовые гидрографы уровня.

а — нагон при зимнем циклоне 1954 г., Сэнди-Хук (Нью-Джерси); *б* — нагон при урагане, 1944 г., Ньюпорт (Род-Айленд).

перемещения урагана, очертания береговой линии и рельеф дна. Когда ураган пересекает берег со стороны моря, наибольший подъем уровня вдоль побережья обычно отмечается справа от пути урагана (в северном полушарии.— *Прим. пер.*).

Штормовой нагон — это, в сущности, вынужденная инерционная гравитационная волна огромной длины. Это означает, что в зависимости от продолжительности действия ветра и скорости перемещения урагана в прибрежной зоне происходит динамическое повышение уровня воды сверх того уровня, который отмечался бы в случае стационарного циклона. Инерционный характер нагонов объясняет также квазипериодические повторные подъемы уровня, часто сопровождающие первый основной нагон. См. *Изменения уровня моря.*

Роберт О. Рейд

Лит.: J. C. Freeman, Jr., L. Baer, and G. H. Jung, The bathystrophic storm tide, *J. Mar. Res.*, 16(1): 12—22, 1957; D. L. Harris, The hurricane surge, *Proceedings of the 6th Conference on Coastal Engineering*, Council on Wave Research, pp. 96—114, 1958; U. S. Department of Commerce, *Characteristics of Hurricane Storm Surge*, 1963; P. Welander, *Numerical Prediction of Storm Surges*, in H. E. Landsberg and J. Van Mieghem (eds.), *Advances in Geophysics*, vol. 8, 1961.

Эвапориты

Осадочные отложения растворимых солей, образовавшиеся при испарении непроточного водоема. В количественном отношении особенно важными являются такие эвапориты, как ангидрит $CaSO_4$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и галит (каменная соль) NaCl. В число других эвапоритов, встречающихся реже и в меньшем количестве, но имеющих хозяйственное значение, входят хлорид калия, карбонат натрия, бораты и нитраты.

Поскольку эвапориты легко растворимы, они редко встречаются на земной поверхности, за исключением засушливых районов. Бо́льшая часть данных об эвапоритах получена при глубоком бурении, особенно при разведке на нефть и газ, а также при подземной разработке экономически ценных ме-

сторождений. Используемый в производстве природный гипс часто встречается возле земной поверхности, но с увеличением глубины всегда замещается ангидритом, который присутствует там в гораздо больших количествах. Если не говорить об эффектах приповерхностного растворения, встречаемость других эвапоритных минералов не зависит от глубины захоронения.

Преобладающие эвапоритные минералы — ангидрит и галит — встречаются в виде пластов, толщина которых может достигать нескольких десятков метров, но бывает и очень незначительной. Часто пласты этих минералов можно наблюдать на вертикальном разрезе, где они разделены прослойками из сланцев или известняка, так что общая толщина пласта с эвапоритами может достигать сотен и даже тысяч метров. Такие огромные отложения обычно разделены другими слоями, содержащими остатки морских организмов, что свидетельствует о связи между крупными месторождениями эвапоритов и морскими водами. Как правило, эвапориты встречаются в слоях с циклически повторяющейся структурой, в которых выдерживается следующий порядок расположения пород по вертикали снизу вверх: 1) известняк с остатками морских организмов, 2) доломитизированный морской известняк, 3) мелкозернистый тонко переслоенный доломит без ископаемых остатков, 4) ангидрит, 5) галит. Во многих циклах последний член серии — галит — отсутствует. В некоторых же местах появляется шестой слой, содержащий минеральные соединения калия.

Эвапориты морских бассейнов. Географическое распределение крупных отложений эвапоритов, а также мощность и характер других сопутствующих пород определенно указывают на взаимосвязь между эвапоритами и морскими бассейнами седиментации, которые имеют тенденцию прогибаться по мере отложения наносов. Подсчитано, что в таких бассейнах находится более 95 % объема известных отложений эвапоритов. Установлены две характерные особенности распространения бассейновых эвапоритов: они встречаются или в центре бассейнов и занимают их внутреннюю область, или же образуют кольцо вокруг бассейнов в виде локализованных залежей.

Эвапоритовые отложения центральной части седиментационных бассейнов обычно имеют концентрическое строение, повторяющее в плане вертикальную последовательность эвапоритного цикла: с морскими карбонатами (известняком или доломитом) по краям и галитом в центре. Периферийный карбонатный пояс нередко имеет вытянутые продолжения, располагающиеся параллельно окраине бассейна и образующие своего рода окаймляющий барьер. Известны два типа таких барьеров. Одни из них представляют собой явно устойчивые к действию волн продолжения кораллово-водорослевых рифов, другие — напоминающие бары и банки продолжения из обломков ракушек, оолитов и карбонатных пеллет, которые образовались, вероятно, под действием волн на мелководье. В бассейнах, подвергавшихся в период отложения эвапоритов особенно интенсивному проседанию, возникли условия, которые наиболее способствовали отложению солей калия, встречающихся вместе с галитом вдоль линии максимального проседания.

Эвапориты окраинной части седиментационных бассейнов, обычно представленные ангидритом и отчасти галитом, занимают зоны непостоянной ширины на краю этих бассейнов. На удалении от бассейна эвапориты обычно переслаиваются, а затем переходят в красные сланцы и алевролиты. В сторону бассейна они обычно резко обрываются перед пластами известняка и доломита, которые, как говорилось выше, могут образовывать внутреннее обрамление бассейна в виде рифов, баров или банок. Внутренние области таких бассейнов в пределах окаймляющих рифов, баров и банок заполнены морскими известняками и сланцами, обычно имеющими темную окраску и содержащими ископаемую фауну без остатков бентосных организмов.

Теория происхождения. Имеется множество свидетельств того, что эвапориты центральной и окраинной части осадочных бассейнов образовались в частично изолированных водоемах, отгороженных от открытого моря барьерами, которые появились в результате жизнедеятельности морских организмов (рифы) или под действием волн (банки и бары) и затруднили циркуляцию воды. Появление эвапоритов в центральной части бассейнов объясняют тем, что испарение воды в бассейне вызывало ее приток из открытого моря. Притекающая вода с обычной соленостью и, следовательно, с низкой плотностью легко поступает через проходы в барьере в виде поверхностных течений. Плотная вода с высокой соленостью, образующаяся в результате испарения, опускается ко дну и не может вернуться в море через барьер, чтобы смешаться там с обычной морской водой (рис. 1). Поэтому морская вода продолжает притекать в бассейн. Постепенно накапливающиеся в бассейне рассолы достигают точки насыщения — сначала для сульфатов, а затем для хлоридов,— и происходит осаждение солей.

Если в случае эвапоритов центральной части осадочного бассейна имеет место свободный приток и задержка воды, то в случае окраинных эвапоритов картина оказывается обратной. Вода во внутренней части бассейна свободно сообщается с морем и имеет нормальную соленость. На краю бассейна, ограниченного барьерами из рифов, банок или баров и прилегающей территорией суши, в краевых лагунах создаются испарительные водоемы — пэны. Вода, поступающая через барьер из бассейна, здесь задерживается, а испарение вызывает осаждение солей, как и в случае, рассмотренном выше. Очевидно, что появление окраинных эвапоритов возможно лишь в условиях засушливого климата на прилегающей территории суши, так как большие пресноводные реки, втекающие в лагуны, ослабляли бы эффект испарения.

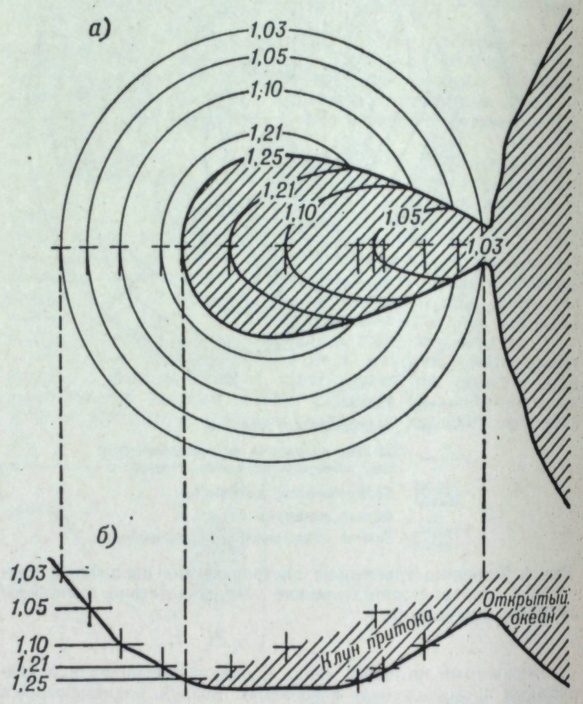


Рис. 1. Схема экспериментального испарительного бассейна, на которой нанесены изолинии плотности (10^{-3} кг·м$^{-3}$) рассола в условиях солевого равновесия. *(Из L. I. Briggs, Evaporite facies, J. Sediment. Petrol., 28(1): 46—56, 1958)*

а — план, *б* — поперечный разрез.

Эвапориты шельфа. В бассейновых отложениях заключена подавляющая часть самосадочных солей. Однако известны обширные отложения, которые не связаны с проседанием седиментационных бассейнов. Распределение толщины и характер сравнительно тонких пластов эвапоритов и других слоистых отложений, вместе с которыми они встречаются, указывают на то, что осаждение эвапоритов происходило внутри или на окраине мелководных шельфовых морей, покрывающих обширные медленно и равномерно проседавшие области. Вследствие широкого распространения и малых глубин, на которых встречаются шельфовые эвапориты, они широко разрабатываются в промышленном масштабе.

Известны два типа шельфовых эвапоритов. Оба они представляют собой продолжения окраинных отложений и встречаются на больших расстояниях от седиментационных бассейнов. Однако для первого типа характерно наличие повторяющихся тонких слоев морских карбонатов и эвапоритов, а для второго — пропластки из красных алевритов и сланцев, которые могут содержать остатки животных и растений суши. Первый тип, как считают, представляет собой отложения, которые образовались в мелких эфемерных испарительных пэнах, удаленных от суши или соединявших участки с очень низким рельефом. Второй тип появился в условиях чередующегося отложения продуктов выветривания суши и осадков мелкого окаймляющего шельфового моря.

Неморские эвапориты. Древние отложения с признаками осаждения из неморских вод встречаются крайне редко. Однако в некоторых современных озерах, расположенных главным образом в районах с засушливым климатом и представляющих собой временные или сезонные водоемы, наблюдается образование эвапоритов. Реки в таких районах приносят растворимые продукты выветривания пород в замкнутые депрессии, занятые эфемерными водоемами, в которых при испарении воды происходит накопление солей. Неморские эвапориты включают важные для местной промышленности отложения галита и крупные месторождения боратов, нитратов и карбоната натрия.

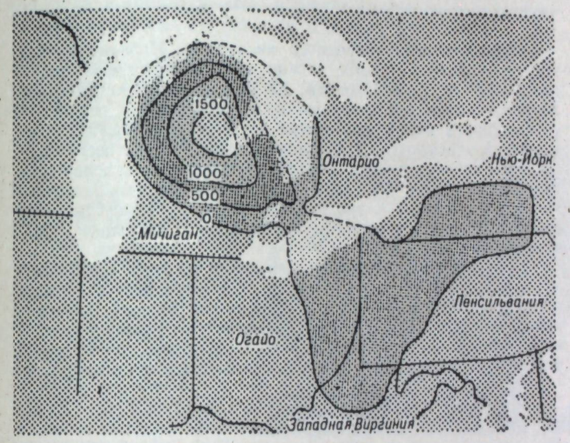


Рис. 2. Отложения соли, образовавшиеся, как показало бурение, в верхнем силуре. *(Согласно данным USGS, а также Fettke, Martens, Pepper, and Alling, Baltimore and Ohio Railway Co.)*

Такие отложения встречаются на большей части южной половины п-ова Мичиган, причем их мощность достигает 550 м. На карте показано распределение силурских солевых пластов толщиной до 100 м.

Геологическое распределение. В Северной Америке кембрийские эвапориты, по-видимому, встречаются только в арктических районах Канады. В ордовикских пластах, за редким исключением, толстых и обширных отложений эвапоритов не встречается. Слои, относящиеся ко всем последующим геологическим эпохам, содержат крупные включения эвапоритов, обнаруженные в ряде случаев в некоторых районах Северной Америки. Некоторые осадочные бассейны, длительное время подвергавшиеся опусканию, содержат мощные слои эвапоритов, образовавшихся за несколько последовательных периодов геологического времени (рис. 2). Примерами могут служить Мичиганский бассейн (силур, девон и миссисипий) и бассейн побережья Мексиканского залива (пермь, юра, мел и третичный период).

Л. Л. Слосс

Лит.: H. Borchert and R. C. Muir, *Salt Deposits: The Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites*, 1964; W. C. Krumbein, Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States, *J. Sediment. Petrol.*, 21(2): 63—81, 1951; P. C. Scruton, Deposition of evaporites, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 37(11): 2498—2512, 1953; L. L. Sloss, The significance of evaporites, *J. Sediment. Petrol.*, 23(3): 143—161, 1953.

Эвапотранспирация

Процесс переноса водяного пара в атмосферу всеми возможными способами с поверхности суши, покрытой растениями. Испарение — это переход жидкой фазы воды в водяной пар; испарение может происходить с поверхности озер и рек или вообще с любых влажных поверхностей, в том числе и с поверхности почвы. Транспирация — это процесс, при котором вода всасывается корнями растений, перемещается внутри растения и испаряется с его поверхности, главным образом с листьев, в прилегающие слои воздуха. Энергия, необходимая для перехода воды из жидкой фазы в газообразную, поступает из источников, формирование которых связано с поглощением излучения Солнца. Энергия, необходимая для эвапотранспирации, может быть получена за счет переноса тепла от более теплого воздуха к холодному растению или почве, но основным источником энергии обычно является разность между потоками приходящей и уходящей длинноволновой и коротковолновой радиации, называемая радиационным балансом. Приходящая коротковолновая радиация складывается из прямой и рассеянной солнечной радиации, а уходящая коротковолновая радиация — это часть солнечной радиации, отраженная поверхностью. Приходящая и уходящая длинноволновая радиация — это потоки радиации, излучаемой атмосферой и земной поверхностью, которые определяются их температурами.

Скорость эвапотранспирации определяется поглощенной энергией и количеством влаги, которая содержится на поверхности почвы и на глубине в области размещения корневой системы растения, а иногда и особенностями самого растения. Во влажных районах затраты тепла при максимальной скорости суммарного испарения редко превышают полное количество доступной радиационной энергии. Однако теплый сухой воздух, поступающий из засушливых районов, часто становится существенным дополнительным источником энергии, которая затрачивается на эвапотранспирацию. Кроме того, в засушливых районах радиационный баланс обычно больше, чем во влажных, из-за того, что облачность в этих районах меньше. Сочетание этих двух факторов приводит к тому, что скорость суммарного испарения в аридных районах обычно больше, чем во влажных, несмотря на то что количество доступной воды в аридных районах, конечно, ограничено. Скорость эвапотранспирации в районах избыточного увлажнения редко превышает 7 мм·сут$^{-1}$, в то время как в засушливых, полузасушливых и недостаточно увлажненных районах могут наблюдаться значения 12—14 мм·сут$^{-1}$.

В общем случае количество испарившейся и транспирированной воды будет меньше или равно количеству осадков, выпадающих в данном районе. Исключения возможны, когда к осадкам добавляется вода, доставляемая ирригационными сооружениями, или в тех случаях, когда корни растений оказываются способными впитывать грунтовую воду с уровней, расположенных на глубине 1—2 м. Некоторые растения, особенно относящиеся к фреатофитам, имеют корневую систему, которая может проникать на глубину нескольких метров (вероятно, примерно на 20—30 м) в почву и впитывать влагу, находящуюся на этих уровнях. Фреатофиты обычно произрастают поблизости от ручьев, каналов, в речной пойме, и присутствием этих растений объясняются неоправданно большие бесполезные потери воды. Это особенно существенно в аридных районах.

Имеются оценки, показывающие, что примерно $1{,}1 \times 10^{10}$ м^3 воды ежедневно возвращается в атмосферу над континентальными районами США за счет суммарного испарения. Уменьшение скорости испарения и транспирации только на 1 % в течение одних суток позволило бы сэкономить количество воды, достаточное для обеспечения годовых потребностей в воде города с населением 2 млн. человек. Целью многих современных исследований является отыскание технических возможностей, позволивших бы уменьшить эвапотранспирацию или повысить эффективность использования воды растениями.

Применение ветровой защиты, тщательное планирование мелиоративных мероприятий, минимальная обработка земли, оптимальное размещение растений на участках с учетом преобладающих ветров — таковы мероприятия, которые, как было показано, могут сохранить воду или увеличить эффективность водопользования. Эффективность водопользования определяется отношением сухой массы урожая к количеству использованной воды.

Измерения. Прямое измерение полной влагоотдачи выполняется с помощью почвенного испарителя. Он представляет собой большой сосуд, в который помещен образец почвы с растущими на ней растениями. Потери влаги из сосуда происходят за счет испарения и транспирации и определяются либо взвешиванием, либо подсчетом количества воды, необходимого для восстановления веса испарителя. Некоторые испарители очень точны, и с их помощью можно установить величину эвапотранспирации с точностью до 0,01 мм слоя воды за период примерно 15 мин.

Существует также много математических моделей для оценки потерь влаги за счет эвапотранспирации. В моделях

учитывается влияние различных метеорологических факторов, главным образом радиации, температуры, влажности и ветра. Модели различны по степени сложности и точности, с которой они дают оценку реальных значений эвапотранспирации. Некоторые модели дают достаточно надежные оценки только при использовании месячных данных, другие — при использовании данных за период менее 1 ч. Модели эвапотранспирации продолжают совершенствоваться, особенно те, которые предусматривают возможность использования спутниковой информации и информации, получаемой с помощью другой современной аппаратуры для сбора метеорологических данных. См. *Водяной пар в атмосфере.*

Блэйн Л. Блад

Лит.: J. L. Monteith, *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1, 1975; N. G. Rosenberg, *Microclimate: The Biological Environment*, 1974; B. Yaron, E. Danfors, and Y. Vaadia, *Arid Zone Irrigation*, 1973.

Эволюция атмосферы

Изменение со временем химического состава и полной массы атмосферы Земли. Атмосфера — очень тонкая оболочка: ее масса меньше одной миллионной массы Земли; ее плотность даже на уровне моря составляет меньше одной тысячной плотности твердых пород, а реальная толщина меньше одной сотой радиуса планеты. Мы привыкли считать атмосферу неизменной; между тем, она имеет свою историю и ее химический состав и полная масса изменялись со временем. И действительно, было бы странно, если бы она не изменялась за все время существования Земли, а ее масса и состав не реагировали бы на сложную цепь событий, которые оставили свой след в земной коре.

Изучение истории атмосферы — задача трудная, но не безнадежная. Возникновение жизни на Земле, непрерывное существование животных в течение по крайней мере последних 600 млн. лет, следы взаимодействия атмосферы с породами земной коры в древних осадочных отложениях и состав вулканических газов, эмиссия которых происходила в течение всех геологических эпох,— все это служит предикторами, позволяющими проследить за эволюцией химического состава атмосферы. В настоящее время еще невозможно решить все проблемы истории земной атмосферы с помощью имеющихся данных, но они открывают широкие возможности для лучшего понимания происходивших процессов.

Прежде всего, по-видимому, необходимо определить рамки проблемы. Современная атмосфера содержит небольшое число основных составляющих и громадное количество малых примесей. Каждая составляющая оказывает свое парциальное давление; при приведении к уровню моря парциальное давление одних составляющих оказывается постоянным, а других — изменяется во времени и в пространстве. Наиболее важные составляющие атмосферы перечислены в табл. 1 и 2. Проблему химической эволюции земной атмосферы можно будет считать решенной только после установления временной зависимости парциального давления всех этих составляющих, а также тех, которые могли существовать в атмосфере прошлого. Эту всеобъемлющую задачу можно несколько ограничить, выделив некоторые газы в качестве основных. Так, например, в настоящее время газы типа аммиака (NH_3), метана (CH_4) и водорода (H_2) могут существовать лишь в виде малых примесей, так как они неустойчивы в присутствии больших количеств кислорода. В свою очередь кислород не мог принадлежать к числу основных составляющих атмосферы, в которой преобладали аммиак, метан и водород. См. *Химия атмосферы.*

Таблица 1. Постоянные составляющие атмосферы

Составляющая	Содержание, %	Составляющая	Содержание, %
N_2	78,084	He^3	$6{,}55 \cdot 10^{-10}$
O_2	20,946	Kr	$1{,}14 \cdot 10^{-4}$
CO_2	0,033	Xe	$0{,}087 \cdot 10^{-4}$
A	0,934	H_2	$0{,}5 \cdot 10^{-4}$
Ne	$18{,}18 \cdot 10^{-4}$	N_2O	$0{,}5 \cdot 10^{-4}$
He^4	$5{,}24 \cdot 10^{-4}$		

Примечание. Классификация H_2 и N_2O как постоянных составляющих неточна.

Таблица 2. Переменные составляющие сухого воздуха

Составляющая	Концентрация, млн$^{-1}$	Составляющая	Концентрация, млн$^{-1}$
O_3	0—0,07 (летом) 0—0,02 (зимой)	CH_2O	Неопределенно
		J_2	0—0,1
SO_2	0—1	NaCl	$\approx 0{,}1$
NO_2	0—0,02	NH_3	Следы
CH_4	0—2	CO	Следы

Происхождение свободного кислорода. Наличие свободного кислорода на Земле можно считать некоторой аномалией. Породы, расположенные на несколько десятков сантиметров ниже земной поверхности, не находятся в равновесии со свободным кислородом и при вступлении в контакт с атмосферой окисляются. Это подтверждается лучше всего образованием красных минералов — гидратированных окислов трехвалентного железа — в слоях почвы над породами различных типов в умеренной и тропической зонах, а также широким распространением красных и красно-бурых осадочных пород в западной части США.

Происхождение кислорода земной атмосферы было предметом споров в течение многих лет. Согласно первой из двух наиболее распространенных теорий, атмосферный кислород производился в течение всего геологического времени за счет непрерывного процесса фотосинтеза. В очень схематичной форме эту реакцию можно представить следующим образом:

$$6CO_2 + 6H_2O \xrightarrow{\text{Фотосинтез}} \underset{\text{Углевод}}{C_6H_{12}O_6} + 6O_2. \qquad (1)$$

Эта реакция идет в обратном направлении при деструкции растительной массы и дыхании животных. Можно показать, что почти весь произведенный при фотосинтезе кислород за определенное время расходуется на окисление биомассы, причем небольшой остаток неизрасходованного кислорода может привести к образованию достаточно большого количества свободного кислорода в атмосфере.

Вторая теория предлагает альтернативный путь образования свободного кислорода. Ультрафиолетовое излучение Солнца разрушает молекулы воды в верхней атмосфере. Большинство из них снова рекомбинирует, но каждый образованный при фотодиссоциации атом водорода имеет конечную вероятность диссипировать из земной атмосферы прежде, чем он рекомбинирует. Атомы кислорода диссипируют во много раз медленнее атомов водорода, так как они в 16 раз тяжелее, и диссипация кислорода пренебрежимо мала. Таким образом, фотодиссоциация водяного пара, сопровождающаяся диссипацией водорода, является правдоподобным механизмом генерации свободного атмосферного кислорода, поскольку скорость диссипации водорода из атмосферы достаточно велика. Основным фактором, определяющим скорость диссипации, является температура верхней атмосферы, которая в настоящее время достаточно хорошо изучена с помощью ракетных измерений. Однако сильным лимитирующим фактором для образования кислорода за счет такого механизма является образование озона (O_3) как побочного продукта при фотодиссоциации воды. Озон поглощает ультрафиолетовую радиацию и образует экран, препятствующий ее поступлению в нижние слои атмосферы, где содержится много водяного пара.[1]

Согласно Мак-Илрою, бóльшая часть водорода в верхних слоях атмосферы, происходит не от водяного пара, а от метана, который образуется в ходе биологических процессов, и скорость диссипации водорода зависит главным образом от диффузии метана, а не водяного пара в верхние слои атмосферы. Как бы то ни было, скорость диссипации водорода

[1] В тех слоях атмосферы, где фотораспад водяного пара происходит наиболее интенсивно, основным экранирующим агентом должен быть не озон, а молекулярный кислород, так как озон образуется глубже (см., например, Kasting J. E., Donahue T. M. The evolution of atmospheric ozone. J. Geophys. Res.; 1980, C6, p. 3255—3263). Поэтому возможно, что на ранних стадиях процесса фотосинтеза, т. е. 2—3 млрд. лет т. н., содержание свободного кислорода в атмосфере было выше 10^{-3} атм, так как для защиты водяного пара от интенсивного фотораспада оно должно составлять около 10^{-1} атм. (*Прим. пер.*)

в настоящее время намного меньше скорости образования свободного кислорода в результате фотосинтеза. Следовательно, потеря водорода из верхних слоев атмосферы практически не влияет на содержание кислорода в современной атмосфере; скорее всего оно зависит в основном от системы обратных связей при образовании кислорода за счет фотосинтеза и его потерях, происходящих при выветривании пород и окислении органического вещества.

Биологические данные. Если предположить, что в настоящее время высокая концентрация кислорода в атмосфере обусловлена главным образом образованием кислорода при фотосинтезе, то можно сделать вывод о том, что до возникновения фотосинтеза она была намного меньше. Эта точка зрения согласуется с гипотезой об отсутствии кислорода в атмосфере на первоначальных стадиях биологической эволюции.

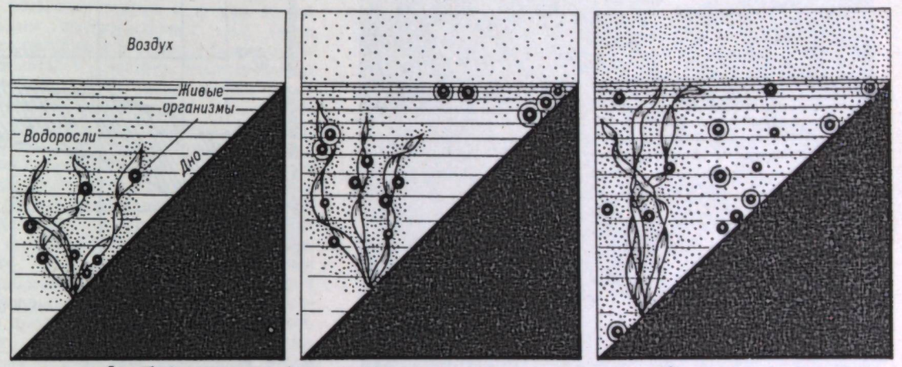


Рис. 1. Связь между содержанием кислорода и эволюцией животных. (*A. G. Fischer, Proc. Nat. Acad. Sci. 53: 1205—1213, 1965*)

В период докембрия в атмосфере свободный кислород отсутствует; животные обитают в «кислородных оазисах», их дыхание полностью зависит от растений-хозяев; в раннем палеозое парциальное давление кислорода достигало такого уровня, что живые организмы смогли покинуть растения и сосредоточиться вблизи границы раздела океана и атмосферы; в современную эпоху атмосфера и вода содержат большое количество кислорода, животные распространены повсеместно.

Весьма вероятно, что жизнь возникла на раннем этапе истории Земли. Возраст наиболее древних из известных неметаморфизированных осадочных пород, найденных в окрестностях Барбертона в Южной Африке, составляет около 3,3 млрд. лет; эти породы содержат микроскопические вкрапления углерода, который, согласно Мюйру, мог иметь биологическое происхождение. Близкие по возрасту карбонаты в Южной Африке содержат строматолитовые структуры, которые скорее всего являются следами кальциевых водорослей. Следовательно, жизнь на Земле возникла более 3 млрд. лет т. н. Время возникновения организмов, способных выделять свободный кислород, пока еще не установлено, но данные об осадочных породах свидетельствуют о том, что это произошло более 2 млрд. лет т. н.

Согласно Роудсу, смена организмов в процессе эволюции в конце докембрийской эры и в начале фанерозойской удивительным образом согласуется с пространственным распределением современных организмов в областях с различным содержанием кислорода. Это свидетельствует о том (хотя едва ли может служить доказательством), что биологическая эволюция 600 млн. лет т. н. была связана с изменением содержания атмосферного кислорода. Согласно Фишеру, до обширного увеличения уровня атмосферного кислорода область обитания живых организмов была ограничена «кислородными оазисами», создаваемыми фотосинтезирующими организмами (рис. 1). Полное заселение океана могло произойти только после того, как уровень кислорода в атмосфере превысил некоторое граничное значение.

Беркнер и Маршалл предположили, что заселение суши растениями и животными около 400 млн. лет т. н. произошло тогда, когда парциальное давление кислорода достигло приблизительно одной десятой его современного значения. При таком парциальном давлении кислорода интенсивность ультрафиолетовой радиации у земной поверхности уменьшается настолько, что уже не представляет опасности для живых организмов. Разумеется, это всего лишь интересная гипотеза. Однако существование в течение последних 400 млн. лет животных, для нормальной жизнедеятельности которых необходим кислород в более или менее больших количествах, свидетельствует о том, что уровень кислорода в атмосфере в течение этого времени не мог заметно понижаться. Вполне возможно, что в какие-то промежутки времени парциальное давление кислорода было выше современного.

Геологические данные. Окисление пород на границе Земля—атмосфера в настоящее время происходит повсеместно. Если бы в прошлые эпохи кислород в атмосфере отсутствовал, то минералы древних осадочных пород были бы менее окисленными и содержали бы другие минералы, менее кислые, чем их современные аналоги. В настоящее время железо, магний, уран и сера представляют собой основные элементы, которые подвергаются окислению на границе Земля—атмосфера. Так, например, уранинит (UO_2) сравнительно быстро реагирует с атмосферным кислородом, образуя разнообразные окислы и гидроокислы более высокого порядка, и поэтому организованные во время второй мировой войны поиски уранинита не увенчались успехом. И все же уранинит, сохранившийся несмотря на процессы выветривания и переноса, содержится в золотоносных рудах Южной Африки, а также в отложениях в районах Блайнд-Ривер в Канаде и Серраде-Якобина в Бразилии. В этих областях возраст осадочных пород превышает 1,8 млрд. лет. Геологи, изучавшие эти породы, предполагают, что частицы уранинита не подвергались выветриванию. Это подтверждают и исследования по определению возраста уранинитовых зерен, в ходе которых было установлено, что он значительно превышает возраст окружающей породы. С другой стороны, с точки зрения Дэвидсона, уранинит попал в осадочные породы уже после их образования. Если эти зерна действительно являются продуктом выветривания, то скорость окисления уранинита до 1,8 млрд. лет т. н. должна была быть гораздо меньше современной. В результате детального исследования скорости окисления уранинита Грандстафф установил, что, для того чтобы уранинит сохранился, несмотря на процессы выветривания и переноса, парциальное давление кислорода должно было составлять менее $4 \cdot 10^{-3}$ атм. С этим заключением согласуется найденное Мак-Грегором избыточное содержание пирита в древних осадочных породах Южной Африки. Но в то же время большие количества кальцита, доломита, пирита биогенного происхождения и железных руд, большинство которых существует в виде гематита или гидратированного Fe_2O_3, содержатся в осадочных породах Северной Америки. Осаждение кальцита и доломита возможно только в том случае, если хотя бы часть атмосферного углерода находится в форме CO_2. Хотя гематит и его гидратированные аналоги образуются при очень низких парциальных давлениях кислорода, полное количество кислорода, необходимое для перевода иона двухвалентного железа в трехвалентное состояние, очень велико. Таким образом, 3—2 млрд. лет т. н. атмосфера должна была быть значительно менее окисляющей, чем современная, для того чтобы предохранить уранинит от окисления, хотя бы при каких-либо добавочных условиях, и в то же время в достаточной мере окисляющей, чтобы могли образоваться широко распространенные окислы и гидроокислы трехвалентного железа.

Данные об эмиссии газов. К счастью, имеется еще третий источник, благодаря которому можно получить некоторые сведения об окислительных свойствах атмосферы в добиологические времена. Руби показал, что многие летучие составляющие атмосферы и океана не могли образоваться в результате выветривания первичных пород. Он привел весьма убедительную аргументацию в пользу концепции, согласно которой «из-

быточные летучие» выделялись из внутренних областей планеты в течение всей истории ее существования. В наше время вулканы убедительно свидетельствуют о наличии такой дегазации, и, по всей вероятности, ее источники, по крайней мере некоторые, расположены достаточно глубоко. В абиотическом состоянии планеты химический состав атмосферы должен определяться химическим составом таких эманаций и их взаимодействием с поверхностными породами (рис. 2). Таким образом, по данным об окислении вулканических газов в прошлом можно было бы судить о содержании кислорода в атмосфере, не подверженной воздействиям биологических процессов.

В настоящее время вулканические газы состоят главным образом из водяного пара, углекислого газа, сернистого газа,



Рис. 2. Извержение Везувия в 1943 г.

Газы, эмитируемые вулканами в течение геологического времени, играли главную роль в химической эволюции земной атмосферы.

водорода, окиси углерода и азота. В табл. 3 приведены данные о составе вулканических газов на Гавайских островах. В этих газах свободный кислород почти полностью отсутствует: его парциальное давление в эмитирующих газах составляет около 10^{-7} атм. Если определить газ как нейтральный с точки зрения окислительно-восстановительных реакций в том случае, когда он не содержит ни свободного водорода, ни свободного кислорода, то можно считать, что вулканические газы находятся в слабо восстановленном состоянии, так как они содержат небольшие количества H_2 и CO. В современную эпоху эти газы быстро окисляются атмосферным кислородом.

Таблица 3. Состав типичных вулканических газов на Гавайских островах. (По Eaton and Murata, 1960)

Газ	Объемное содержание, %	Газ	Объемное содержание, %	Газ	Объемное содержание, %
H_2O	79,3	N_2	1,3	Cl_2	0,05
CO_2	11,6	H_2	0,6	Ar	0,04
SO	6,5	CO	0,4		

Степень окисленности современных вулканических газов зависит в основном от степени окисленности связанных с ними лав, показателем которой в свою очередь служит соотношение ионов двухвалентного и трехвалентного железа, не изменяющееся при охлаждении лавы. Штейнторссен показал, что в базальтах это соотношение заметно не изменялось в течение последних 2 млрд. лет. Следовательно, можно с уверенностью сказать, что степень окисленности вулканических газов практически не изменялась в течение этого времени. Возможно, она не изменялась даже в течение последних 3 млрд. лет. Однако в период непосредственно после возникновения Земли вулканические газы могли быть более сильно восстановленными за счет присутствия металлического железа в верхних частях мантии, которое в настоящее время сконцентрировано главным образом в ядре.

Повышение уровня кислорода. Прежде чем обратиться к вопросу о парциальном давлении других составляющих атмосферы в течение геологического времени, попытаемся обобщить данные, относящиеся к эволюции кислорода в земной атмосфере. Наиболее неопределенной является последовательность событий в период, предшествовавший образованию самых древних из известных осадочных пород (приблизительно 3,3 млрд. лет т. н.). Возможно, что тогда атмосфера была восстановительной вследствие выделения сильно восстановленных вулканических газов в течение первых сотен миллионов лет истории Земли.

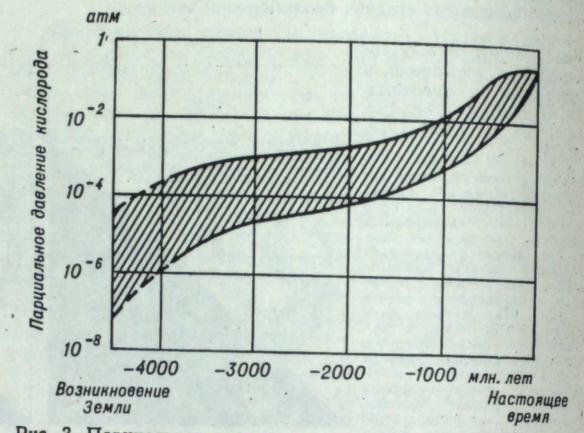


Рис. 3. Парциальное давление кислорода в атмосфере в течение геологического времени.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что с момента образования Земли парциальное давление кислорода почти непрерывно возрастало.

Приблизительно 3 млрд. лет т. н. парциальное давление атмосферного кислорода составляло менее $4 \cdot 10^{-3}$ атм. На это указывает, с одной стороны, наличие в осадочных отложениях того периода остаточного уранинита, а с другой — гематита, кальцита и доломита. Интенсивность фотосинтеза была, по-видимому, еще недостаточной для поддержания более высокого парциального давления кислорода в атмосфере. Первые широко распространенные пласты красноцветных формаций появились приблизительно 1,8 млрд. лет т. н., а содержащие уранинит отложения (типа осадков в Блайнд-Ривер) более позднего возраста не обнаружены. Оба эти факта свидетельствуют об увеличении уровня атмосферного кислорода именно в это время.

Следующий подъем уровня O_2, вероятно, имел место в конце докембрия и был существен для эволюции животного мира. Наконец, после дальнейшего подъема парциального давления O_2 и уменьшения интенсивности ультрафиолетовой радиации на уровне моря около 400 млн. лет т. н. стало возможным заселение суши. С тех пор парциальное давление, по-видимому, продолжало расти; достигло ли оно постоянного уровня или же в течение последних 400 млн. лет имели место его флуктуации — неясно.[1] Однако мало вероятно, что эти флуктуации были большими. На рис. 3 показан возможный ход кривой изменения парциального давления кислорода со временем. Из рисунка видно, что диапазон возможных значений парциального давления O_2 достаточно широк, но дальнейшие исследования могут изменить и такое общее представление.

Инертные газы, за исключением гелия. После кислорода, вероятно, наиболее важными составляющими атмосферы являются инертные газы, азот и углекислый газ. Браун и Зюсс

[1] Изучение скорости осаждения карбонатных минералов и распространения углерода органического происхождения в осадочных породах в течение последних 570 млн. лет (см. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь.— Геохимия, 1976, № 8) дает возможность делать более определенные выводы об изменениях содержания O_2 и CO_2 в земной атмосфере за этот период. (*Прим. пер.*)

указали на то, что на Земле относительное содержание инертных газов гораздо меньше, чем на Солнце. Так, например, отношение содержания ксенона к кремнию на Земле в миллион раз меньше, чем на Солнце. В то же время очевидно, что ксенон не может диссипировать из земной атмосферы, так как скорость его диссипации совершенно ничтожна. Браун пришел к выводу о том, что когда Земля достигла современных размеров и гравитационное поле приблизилось к современному, она была совершенно лишена атмосферы. Возможно, хотя и крайне маловероятно, что первоначальная газовая оболочка была унесена сильными магнитными полями, проходившими через Солнечную систему, или исчезла на ранних стадиях эволюции. Как бы то ни было, Земля почти не имела атмосферы спустя какой-то небольшой промежуток времени после фазы аккреции.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что атмосфера в ее современном виде образовалась позже. Аргументация Руби относительно дегазации земных недр уже приводилась выше, убедительным подтверждением этой точки зрения служат данные о содержании и изотопном составе атмосферного аргона. Его количество в атмосфере намного превышает содержание других благородных газов, причем атмосферный аргон состоит почти целиком из изотопа с массой 40, количество которого при нормальном ходе ядерных превращений не должно превышать количество изотопов с массами 36 и 38. Эта аномалия имеет объяснение: аргон-40 образуется при радиоактивном распаде калия-40 в земной коре и поступает в атмосферу. Хотя полное содержание калия в земной коре точно не известно, нет сомнений, что его достаточно для объяснения имеющегося количества аргона-40 в атмосфере. Возможно, что дегазация проходила наиболее интенсивно в ранние периоды истории Земли. Открытие избытка гелия-3 Крэгом в Тихом океане указывает на то, что процесс дегазации первичного материала продолжается и в настоящее время. В связи с этим возможно, что парциальное давление неона, аргона, криптона и ксенона в атмосфере непрерывно увеличивается.

Прочие газы. Содержание гелия в земной атмосфере является также аномально низким. Количество гелия, генерированного в земной коре в процессах ядерных превращений в цепочках реакций рядов урана и тория и выделившегося с поверхности Земли, намного превышает измеренное в настоящее время количество гелия в атмосфере. Предположение о том, что гелий диссипировал из атмосферы в мировое пространство, подтверждается анализом процесса его диссипации.

Азот гораздо более реакционноспособен, чем инертные газы. Круговорот азота в биологическом цикле происходит с очень большой скоростью, причем азот аккумулируется главным образом в атмосфере. Из термодинамических соображений следует, что в океане при этом должны были бы содержаться большие количества нитратов. В действительности их концентрация находится на весьма низком уровне из-за деятельности биоты, для которой нитраты служат очень важным и часто лимитирующим питательным веществом. Аммиак в присутствии свободного кислорода термодинамически неустойчив; легко показать, что большая часть атмосферного азота перейдет в аммиак, если парциальное давление водорода превысит 10^{-3} атм. Однако водород мог обладать таким парциальным давлением в атмосфере только на самых ранних этапах истории Земли.

Однако как значение парциального давления водорода, так и само существование сильно восстановительной атмосферы на ранних этапах находится под большим вопросом. Брет указал на то, что сравнительно высокое содержание никеля в верхней мантии свидетельствует о невозможности наличия в ней больших количеств металлического железа на всех этапах истории Земли. В связи с этим вулканические газы, по-видимому, никогда не были более восстановленными, чем теперь. Интересно предположение Мак-Илроя о том, что водород в сравнительно больших концентрациях мог образоваться в ранней атмосфере при поступлении вулканических газов, подобных современным. Концентрации H_2 были достаточны для образования органических соединений, необходимых для возникновения жизни.

Метан мог быть основной составляющей ранней восстановительной атмосферы. По-видимому, его парциальное давление не превышало 10^{-3} атм к моменту образования осадочных пород формации Ишуа в Западной Гренландии, т. е. более чем 3,7 млрд. лет т. н. С тех пор как содержание кислорода в атмосфере стало повышаться, метан должен был стать лишь малой примесью. Концентрация CH_4 почти определенно контролировалась балансом между скоростью его образования в биологических процессах и скоростью его фотораспада.

Парциальное давление CO_2, вероятно, колебалось около значения, соответствующего равновесию между силикатными минералами, содержащими гидроокислы магния и алюминия, и каолинитом, кварцем, кальцитом и доломитом. Схема этой реакции описывается уравнением

$$\underset{\text{Хлорит}}{Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8} + 5\underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + 5CO_2 \rightleftarrows 5\underset{\text{Доломит}}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} + 2H_2O. \quad (2)$$

Все эти минералы содержатся в больших количествах в осадках и осадочных породах, и, вероятно, механизм таких химических реакций поддерживал парциальное давление CO_2 близким к его современному значению в течение большей части геологического времени. При этом вероятно, что до заселения суши растениями в конце силура, т. е. около 400 млн. лет

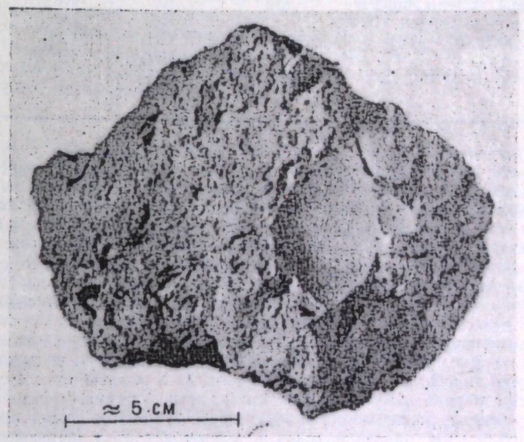


Рис. 4. Образец известняка третичного периода из Флориды.

Почти весь углекислый газ, поступивший при дегазации в атмосферу, осел в известняках и доломитах. В течение последних 600 млн. лет осаждение происходило за счет организмов с известковой оболочкой. До этого времени образование осадков шло, по-видимому, неорганическим путем, а также за счет строматолитовых водорослей.

т. н., парциальное давление CO_2 было примерно в 5 раз выше современного.

С начала XX в. в результате сжигания ископаемого топлива содержание атмосферного CO_2 увеличилось приблизительно на 10 %. Если сжечь одновременно все имеющиеся запасы угля, нефти и газа, содержание CO_2 в атмосфере увеличится приблизительно в 10 раз. Большинство существующих оценок сводится к тому, что максимум парциального давления CO_2 будет достигнут к 2100 г. и его уровень приблизительно в 5 раз превысит современный. После этого количество CO_2 в атмосфере будет убывать, в основном в результате поглощения океаном, и к 3000 г. парциальное давление CO_2 снова приблизится к современному.

В настоящее время углекислый газ является второй (после водяного пара) основной составляющей вулканических газов. Несмотря на это, количество CO_2 как в океанах, так и атмосфере по сравнению с количеством H_2O ничтожно мало. Очевидно, что CO_2 интенсивно удаляется из системы атмосфера—гидросфера. Место его стока установить легко: это углерод осадочных пород и карбонатные минералы, которые осаждались в течение всей истории Земли (рис. 4). Два основных минерала — кальцит $CaCO_3$ и доломит $CaMg(CO_3)_2$ — являются главной составляющей частью известняков и доломитов. Удаление CO_2 из атмосферы, его взаимодействие с поверхностными породами и результирующее захоронение являются наиболее сложными из химических, минералогических и биологических процессов, происходящих на Земле.

Три стадии эволюции. В истории земной атмосферы можно выделить три стадии (табл. 4). На первой стадии непосредственно после аккреции планеты атмосфера была восстановительной. Вулканические газы, по-видимому, привели к образованию атмосферы, состоящей из метана с небольшими добавками водорода, азота и аммиака. После того как металлическое железо исчезло из верхней мантии, степень окислен-

Таблица 4. Обобщенные данные о вероятном химическом составе атмосферы на разных стадиях

Составляющие	Стадия		
	I	II	III
Основные ($P>10^{-2}$ атм)	CH_4	N_2	N_2 O_2
Малые примеси ($10^{-2}>P>10^{-6}$ атм)	H_2 (?) H_2O N_2 H_2S N_1H_3 Ar	H_2O CO_2 A O_2 (?)	
Газы, содержащиеся в виде следов ($10^{-6}>P>10^{-9}$ атм)	He	Ne He CH_4 NH_3 (?) SO_2 (?) H_2S (?)	Ne He CH_4 Kr

ности вулканических газов, вероятно, приблизилась к современному значению, метан заменился углекислым газом, а аммиак превратился в азот. В течение второй стадии основной составляющей атмосферы был азот, а углекислый газ и аргон являлись наиболее важными примесями. Третья стадия наступила, по-видимому, около 1,8 млрд. лет т. н., тогда, когда скорость образования кислорода при фотосинтезе стала достаточно высокой и кислород перестал быть малой примесью. С начала третьей стадии парциальное давление O_2 стало увеличиваться и постепенно достигло современного значения. Возможно, что этот переход не был монотонным, т. е. имели место колебания массы атмосферного O_2. В течение этого времени парциальные давления азота, неона, аргона, криптона и ксенона также непрерывно увеличивались, в то время как парциальные давления гелия и углекислого газа оставались приблизительно постоянными; содержание гелия колебалось в зависимости от соотношения между скоростью его поступления из недр и скоростью диссипации, а содержание углекислого газа контролировалось в основном реакциями с карбонатными и силикатными минералами.

Такая последовательность событий представляется возможным обобщением результатов исследований. И в заключение следует отметить, что даже если проведенный здесь анализ окажется в основном правильным, дальнейшие исследования могут привести к новым неожиданным открытиям, которые будут способствовать более полному пониманию истории атмосферы.

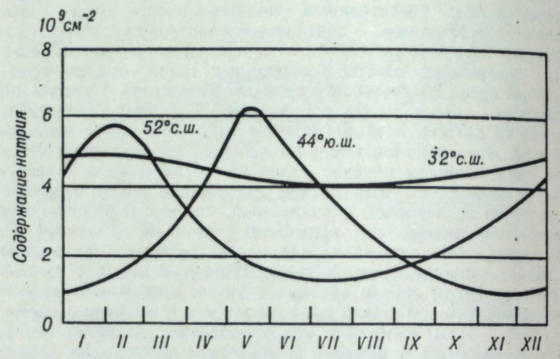
Хейнрих Д. Холланд

Лит.: P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron (eds.), *The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans*, 1964; R. M. Garrels and F. T. Mackenzie, *Evolution of Sedimentary Rocks*, 1971; P. M. Hurley (ed.), Advances of Earth Science, 1966; K. B. Krauskopf, *Introduction to Geochemistry*, 1967; K. A. Kvenvolden (ed.), *Geochemistry in the Origin of Life*, 1974; B. Mason, *Principles of Geochemistry*, 3d ed., 1966; S. I. Rasool (ed.), *Chemistry of the Lower Atmosphere*, 1973; J. C. Walker, *Evolution of the Atmosphere*, 1977.
Доп. лит.: Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.— Л., 1981.

Эмиссии щелочных металлов

Присутствие в атмосфере щелочных металлов — лития, калия и особенно натрия — следует из наблюдений сумеречного свечения их резонансных линий. Анализ данных показывает, что свободные атомы щелочных металлов сосредоточены в слое на высотах 90—100 км от поверхности Земли. Появление свободных атомов можно объяснить действием реакций типа $NaO+O \rightarrow Na+O_2$, и поэтому щелочной слой совпадает с областью наибольшей концентрации атомов кислорода. Наиболее вероятным источником щелочных металлов сейчас считается испарившееся вещество метеоритов. В случае натрия и, возможно, калия дополнительным источником могут служить также частички морских солей, поднятые до высоты мезосферы. См. *Мезосфера.*

Эмиссии натрия. В содержании натрия (суммарная по толщине слоя плотность) отмечается значительный сезонный ход, который зависит к тому же от широты и является обратным в южном полушарии по сравнению с северным. Это хорошо видно из рисунка, на котором приведены данные для пунктов, расположенных на 32 и 52° с. ш. и 44° ю. ш. Наблюдения охватывают только 1—2 года и в этом смысле не совсем репрезентативны, поскольку существует заметная межгодовая изменчивость. На графиках виден большой зимний максимум в высоких широтах. В более низких широтах он выражен гораздо хуже. Из наблюдений Хантена и Годсона следует, что исходный материал выносится вверх зимой в моменты стратосферных потеплений в полярной шапке. Анализ данных методом наложенных эпох указывает на отчетливый максимум содержания натрия в моменты потеплений. Вероятно, материал поступает в виде мелкой пыли или аэрозольных частиц. Тот факт, что зимний максимум в низких широтах выражен хуже, объясняется, таким образом, их удаленностью от источника исходного материала.



Годовая изменчивость содержания натрия на двух станциях в северном полушарии и одной станции в южном полушарии.

Эмиссии натрия в дневном свечении атмосферы наблюдались как с Земли, так и с ракет. Примечательно, что содержание натрия оказывается при этом в 2—4 раза больше значений, наблюденных при сумеречном свечении неба, но высота слоя остается неизменной. Часто отмечается, что натрий распределен в удивительно узком слое, приведенная толщина которого значительно меньше, чем высота однородной атмосферы. Пока эти факты не получили объяснения. Возможно, отмеченная особенность представляет собой результат испарения мелких метеорных частиц при вхождении в атмосферу либо после торможения их до некоторой конечной скорости оседания.

Как и другие щелочные металлы, натрий легко ионизируется солнечными лучами, а механизмы быстрой рекомбинации неизвестны. Освобождающиеся электроны могут играть важную роль в области *D* и нижней части области *E* ионосферы, особенно ночью и при некоторых формах спорадической ионизации в области *E*. Соответственно при сильной ионизации в наблюдаемые значения содержания металлов следовало бы вводить большие поправки, поскольку ионы рассеивают излучения с иными длинами волн, нежели нейтральные атомы. Однако поскольку процессы рекомбинации изучены очень плохо, эти соображения имеют лишь предварительный характер. Например, частицы пыли должны действовать как очень эффективные центры рекомбинации, и ионизация тогда будет существенна только выше 100 км, где концентрация пыли очень мала.

Эмиссии лития. Эмиссии природного лития удается наблюдать лишь с помощью очень чувствительной аппаратуры. При этом в ряде случаев отмечалось их искусственное усиление. Два особенно существенных усиления эмиссий связаны, по-видимому, с двумя термоядерными взрывами на высоте примерно 50 км над о. Джонстон в 1958 и 1962 гг. При взрыве 60-мегатонной бомбы, произведенном США в 1961 г., наблюдался гораздо меньший эффект. Это единственный случай низкорасположенного взрыва, при котором отмечено измеримое усиление эмиссии. Незначительными были также эффекты двух взрывов за пределами атмосферы.

Во всех названных случаях наблюдения производились на расстоянии нескольких тысяч километров от источника, и можно считать, что эти эффекты имели глобальное проявление. Менее значительные выпуски лития производятся время от времени при запуске исследовательских ракет. Некоторые из выпусков наблюдались с соседних станций. По сообщениям Голта и Рандла, выброс лития в Черчилле (штат Манитоба) в марте 1965 г. отмечался в Саскатуне (штат Саскачеван) и несколько позже на Аляске. Выпуски над Уайт-Сэндс (штат Нью-Мексико) в июне 1966 г., наблюдавшиеся визуально в Таксоне (штат Аризона), оказывали влияние на показания сумеречного фотометра на протяжении недели.

В связи с этим возникают сомнения, могут ли вообще наблюдаться эмиссии природного лития. Существует, однако, небольшой постоянный фон порядка 10^8 атомов на квадратный сантиметр, на котором, очевидно, появляются спорадические усиления. Об этом свидетельствуют наблюдения, выполненные в Саскатуне Салливеном и Хантеном и затем Голтом и Рандлом. В Тусконе при таком же оборудовании ни разу не отмечались измеримые эмиссии, откуда, по-видимому, следует, что в низких широтах лития должно быть меньше.

Поведение лития и натрия удивительно различно, и представляется вероятным, что усиление свечения лития имеет метеорное происхождение и, возможно, связано с определенными метеорными потоками. Не исключено, что атомы лития почти необратимо конденсируются на пылевых частицах, тогда как натрий легко испаряется.

Эмиссии калия. Отчетливо наблюдаемые с помощью чувствительной аппаратуры эмиссии калия, по-видимому, имеют почти одинаковую интенсивность в высоких и низких широтах. По данным Голта и Рандла, в Саскатуне сезонная изменчивость этой эмиссии в отличие от эмиссии натрия очень мала. Зимой отношение [Na]/[K] составляет примерно 100. Предпринимались попытки определить источник калия исходя из этого отношения. Последующие данные показали, однако, что оно непостоянно и что неполное испарение пыли может приводить к изменению соотношения этих элементов в атмосфере.

Можно прийти к выводу, что лучшим трассером атмосферной циркуляции является искусственный литий, хотя слишком большое число выбросов может вызвать повышение фоновой концентрации, сильно искажающее картину. В известной степени это уже справедливо в отношении природного лития. Наиболее вероятный источник щелочных металлов — испарившееся вещество метеоритов. Известную роль могут играть частицы соли, поступающие в обоих полушариях в атмосферу при усилении штормовой активности в зимний период. Особенности поведения трех рассмотренных элементов весьма удивительны и объяснены далеко не полностью. См. *Атмосфера, Химия атмосферы.*

Дональд М. Хантен

Лит.: J. Heicklen (ed.), *Atmospheric chemistry*, 1976; D. M. Hunten, Metallic emissions in twilight, *Science*, 145: 26, 1964; D. M. Hunten, Spectroscopic studies of the twilight airglow, *Space Sci. Rev.*, 6: 493, 1967; M. J. McEwan and L. F. Phillips, *The Chemistry of the Atmosphere*, 1975.

Эффективная температура теплоощущений человека

Температура, при которой воздух с некоторыми стандартными значениями влажности, скорости ветра и радиации создает у человека такое же ощущение комфортности, которое существует при данных условиях в реальной атмосфере. Ни одна из многочисленных формул для определения этой температуры не может считаться достаточно полной или общепризнанной. Большинство формул применяется для случаев влажной и теплой погоды, некоторые, например для ветрового охлаждения (wind chill), предназначены для условий холодной погоды. Одни формулы представляют собой чисто эмпирические соотношения с учетом влияния влажности в виде поправки к реальной температуре, другие же являются чисто теоретическими соотношениями и, как правило, позволяют рассчитать скорее потери тепла, чем собственно эффективную температуру. См. *Влажность, Температура воздуха.*

Организм человека постоянно вырабатывает тепло, причем интенсивность этого процесса зависит от мускульной деятельности. Для того чтобы не нарушался тепловой баланс тела человека, это тепло должно отдаваться в окружающее пространство. Теплоотдача при этом происходит за счет теплопроводности (при наличии более холодного окружающего воздуха), испарения влаги в ненасыщенный окружающий воздух и излучения. Движение воздуха (ветер) оказывает влияние на тепло- и влагообмен через поверхность кожи, но не через легкие. Радиационные потери тепла происходят с открытой поверхности кожи, а также с одежды и зависят как от температуры этих поверхностей, так и от температуры окружающего воздуха. Когда температура окружающего воздуха приближается к температуре тела, потери тепла за счет теплопроводности убывают и увеличиваются затраты тепла на испарение. Таким образом, при высоких температурах влажность воздуха является вторым по значению параметром, определяющим теплообмен организма с окружающей средой и, следовательно, уровень комфортности. В связи с этим различные соотношения для расчета эффективной температуры теплоощущений человека учитывают значения влажности, полученные в результате наблюдений. Чаще всего для характеристики степени комфортности используется эффективная температура Яглу, которая изображается линиями равного комфорта на графике, где на осях координат отложены показания сухого и смоченного термометров. Эта температура устанавливает соотношение между реальными условиями комфорта и условиями комфорта в неподвижной насыщенной водяным паром атмосфере.

Эффективная температура может быть выражена также с помощью температурно-влажностного индекса Тома (I), который одно время назывался индексом дискомфорта. Этот индекс определяется соотношением

$$I = 15 + 0{,}4t, \qquad (1)$$

где t — сумма показаний сухого и смоченного термометров (°F).

В крупных бюро погоды обычно составляются таблицы значений температурно-влажностного индекса и эти данные обобщаются путем подсчета числа градусо-дней, характеризующихся низким значением величины I.

К числу характеристик, аналогичных приведенным выше, относится понятие «humiture» (humidity+temperature), H, впервые введенное Хивенером в 1937 г. для обозначения средних значений суммы температуры (°F) и относительной влажности. Лалли и Уотсон в 1960 г., изменив это определение, предложили следующее соотношение для H:

$$H = t + e - 10, \qquad (2)$$

где t — температура (°F), e — парциальное давление водяного пара (гПа).

Существуют различные варианты определения комфортной температуры и других аналогичных характеристик. При холодной погоде, когда влажность незначительно влияет на ощущения комфорта или дискомфорта, главным фактором в процессах теплообмена становится ветер. Сайпл ввел понятие ветрового охлаждения (W), которое определяется соотношением

$$W = 1{,}16\,(10{,}45 + 10\sqrt{v} - v)\,(33 - t). \qquad (3)$$

Выражение (3) не дает оценки эффективной температуры как таковой, но определяет потери тепла (Вт·м$^{-2}$), возникающие при скорости ветра v (м·с$^{-1}$) и температуре t (°C). Этот параметр широко используется на практике в районах с холодным климатом.

Арнольд Курт

Лит.: S. Licht (ed.), *Medical Climatology*, 1964; F. G. Suiman, *Health, Weather, Climate*, 1976; S. W. Tromp (ed.), *Medical Biometeorology*, 1963.
Доп лит.: Лиопо Т. Н., Циценко Г. В. Климатические условия и тепловое состояние человека.— Л., 1971.

Эхолот

Прибор, применяемый на морских судах главным образом для определения глубины при помощи акустического эха. Звуковой импульс, посланный с судна, отражается от морского дна и возвращается обратно. При этом интервал времени между моментами излучения и приема отраженного сигнала пропорционален глубине.

Эхолоты, иногда называемые фатометрами [1], используются на морских судах в навигационных целях не только для того, чтобы избежать посадки на мель, но и как дополнительное средство определения местоположения судна в тех случаях, когда имеется хорошая батиметрическая карта района плавания. Созданы чувствительные приборы, позволяющие рыбопромысловикам и морским биологам обнаруживать скопления рыбы и звукорассеивающие слои, образуемые мелкими морскими организмами. Гидрографические суда используют эхо-

[1] От английского fathom — морская сажень, единица длины, вышедшая из употребления. (*Прим. пер.*)

лоты для картирования морского дна. На рис. 1 показана эхозапись подводной горы. См. *Звукорассеивающий слой.*

В сущности эхолот представляет собой разновидность активного звукового локатора. Он состоит из: 1) гидроакустического преобразователя, который устанавливается вблизи киля судна и в большинстве моделей эхолотов служит одновременно и передатчиком и приемником акустических сигналов; 2) генератора колебаний, приемника и усилителя, которые создают и передают электрические импульсы к преобразователю и от него; 3) самописца или другого индикаторного устройства, которое калибруется в соответствии с измеряемой глубиной. Практически эхолот измеряет интервал времени, поэтому для определения глубины нужно исходить из какой-то средней скорости звука. Обычно используются сигналы с частотой, соответствующей нижней части ультразвукового диапазона (20—30 кГц). Эхолот может быть снабжен индикатором глубины в виде самописца, дающего непрерывную запись (рис. 2). Менее дорогостоящие приборы, выпускаемые для промысловиков, могут быть снабжены индикаторами типа круговой шкалы, которые дают мгновенную глубину воды. См. *Гидролокатор, Морская геология, Подводный звук.*

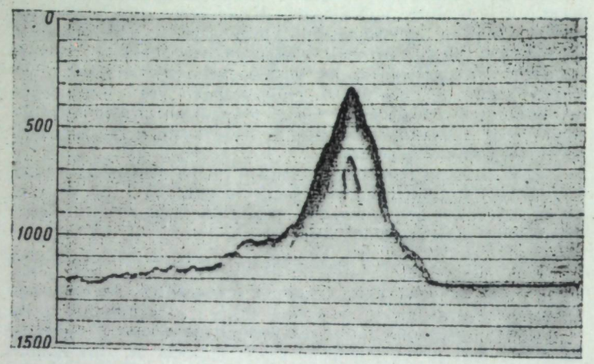


Рис. 1. Эхозапись подводной горы в открытом океане. *(Woods Hole Oceanographic Institute)*

Глубина — в морских саженях.

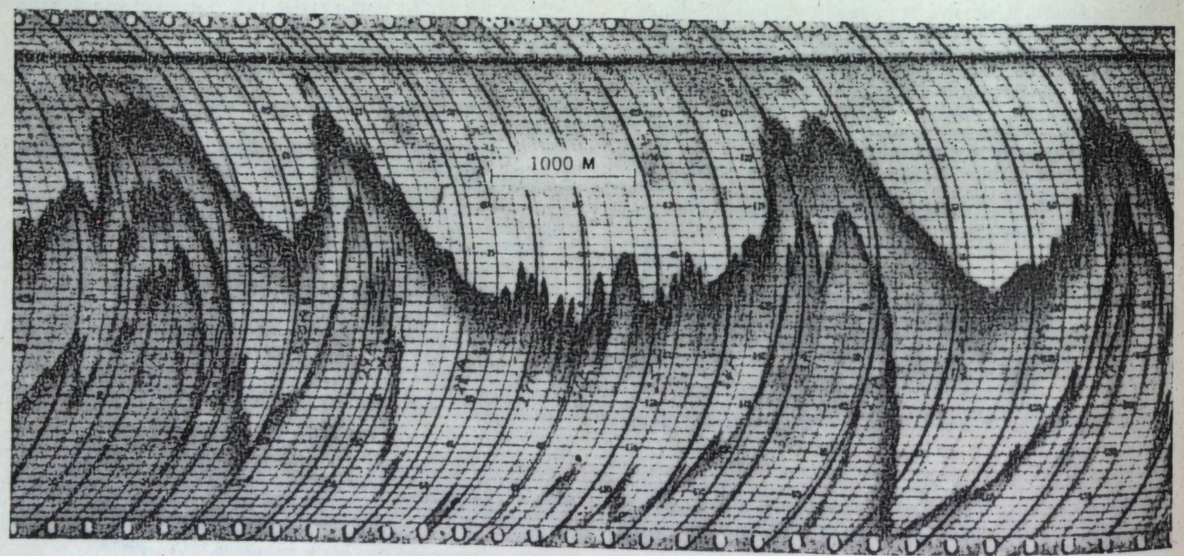


Рис. 2. Типичная запись профиля дна, которую дает эхолот. *(USCGS)*

Роберт В. Морзе

Южный океан

В северном полушарии и в большей части южного Тихий, Атлантический и Индийский океаны связаны друг с другом только узкими мелкими проливами, препятствующими их сколь-нибудь заметному взаимодействию. Такая изоляция должна была бы привести к тому, что со временем все океаны имели бы отличные друг от друга характеристики, если бы на самом юге не существовала главная связывающая их артерия, расположенная между южными окончаниями Австралии, Южной Америки и Африки и береговой линией Антарктиды. Это широкое и глубоководное циркумполярное океанское кольцо выравнивает характеристики всех трех океанов и поддерживает аэробный холодный режим их глубинных слоев. Из-за того что субполярная область оказывает сильное влияние на климат, было признано целесообразным именовать ее Южным океаном. Официально она не считается самостоятельным океаном, так как не имеет северных материковых границ. Однако при изучении характеристик морской воды представляется возможным выделить северную границу Южного океана по линии антарктической конвергенции или субтропической конвергенции (рис. 1).

Океанографические исследования. Интенсивные исследования Южного океана проводятся с XVI в. Вначале они были вызваны просто любознательностью, а позже необходимостью открытия богатых неосвоенных земель и новых морских путей. Путешественники искали Терра Аустралис Инкогнита — большой континент, расположенный предположительно на юге. Обнаружение многих крупных островов в юго-западной части Тихого океана первоначально воспринималось как открытие долгожданной земли, однако круговой обход показывал, что это — острова, не имевшие, за малым исключением, экономического значения. В 70-х годах XVIII в. под командованием капитана Джеймса Кука была организована первая научная экспедиция в Южный океан, существенно пополнившая наши знания о географии и климате южного полушария. Исходя из размеров наблюдаемых айсбергов и широтных вариаций полей пакового льда, Кук высказал догадку о замерзшем континенте, расположенном несимметрично относительно географического Южного полюса. Девятнадцатый век явился свидетелем дальнейших исследований Южного океана и уточнений береговой линии Антарктиды. Эти работы были связаны главным образом с ростом добычи тюленей и китового промысла.

В XX в. научные исследования проводились на немецком корабле «Дойчланд», а также английской полярной экспедицией, на судах «Дискавери-II» и «Вильям Скорсби». Большой вклад в исследования внесли Соединенные Штаты Америки в период полярных экспедиций военно-морского флота США, а также в 1962—1972 гг., когда изучение Южного океана проводилось под эгидой Национального научного фонда, снарядившего научное судно «Элтанин».[1]

Течения. Основное течение — это Антарктическое циркумполярное течение, или Течение Западных Ветров (рис. 1). Вдоль антарктического побережья в западном направлении движется Течение Восточных Ветров. Наиболее сильные течения наблюдаются в окрестностях полярного фронта, в относительно узких проливах типа пр. Дрейка, а также вблизи глубинных разломов в системе меридионально ориентированных подводных хребтов.

Хотя скорость течений невелика, с глубиной она уменьшается слабо, что обеспечивает большой расход Антарктического циркумполярного течения. Установлено, что через пр. Дрейка проходит более $200 \cdot 10^6$ м$^3 \cdot$с$^{-1}$ воды, т. е. в три раза больше, чем переносит Гольфстрим. Незональный характер потока связан с неупорядоченностью донной топографии (рис. 2). При приближении к хребту течение ускоряется и поворачивает на север, а при подходе к впадине оно замедляется и поворачивает на юг.

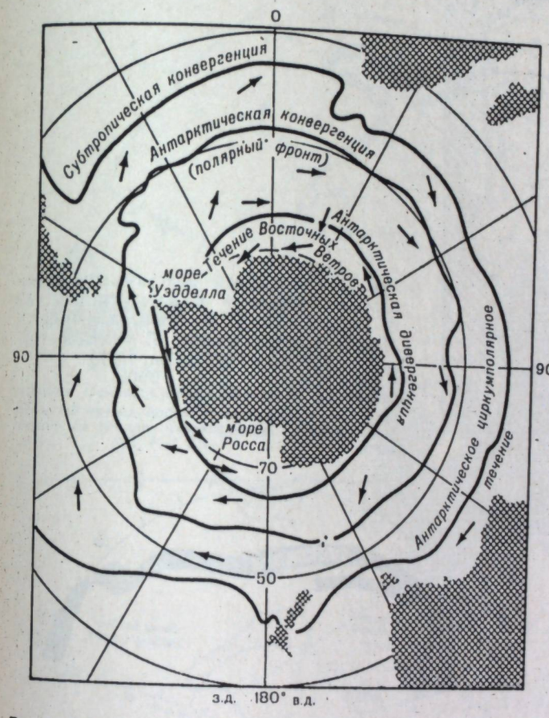


Рис. 1. Направление поверхностной циркуляции и основные границы Южного океана.

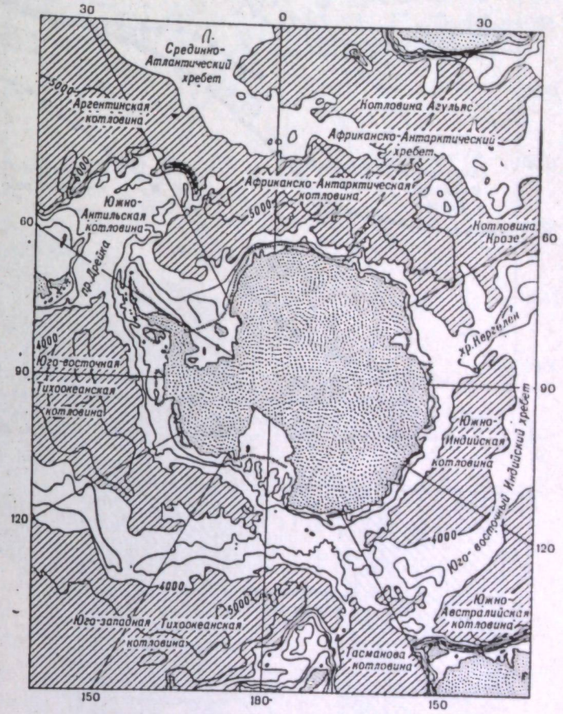


Рис. 2. Донная топография Южного океана.

Глубина — в метрах.

Общий меридиональный перенос массы, проинтегрированный вдоль широты и от поверхности моря до дна, должен быть равен нулю, однако на глубинах между 1000 и 4000 м имеет место поток, направленный к югу. Этот поток балансируется двумя потоками, направленными на север: выше 1000 м и ниже 4000 м (рис. 3). Общий южный перенос воды между 1000 и 4000 м составляет почти половину зонального. Большая площадь, через которую осуществляется южный перенос, указывает на то, что меридиональная составляющая скорости значительно меньше зональной. Тем не менее меридиональная циркуляция имеет большое значение, поскольку направленные на юг потоки приносят в Южный океан теплую воду с низким содержанием кислорода, но богатую питательными веществами. Теплая вода достигает в конечном счете приповерхностных слоев, где, взаимодействуя с атмосферой, охлаждается и обогащается кислородом. В то же самое время она обогащает эвфотическую зону питательными веществами, столь необходимыми для существования планктона. Охлаждение связано с передачей тепла из океана в атмосферу. Этот теплоперенос заметно нагревает субантарктические массы воздуха. Взаимодействие с атмосферой вызывает значительные термохалинные (температура и соленость) изменения поверхностной воды. См. *Океанские течения.*

Водные массы. Морскую воду, формирующую Южный океан, можно условно подразделить на несколько типов водных масс. Используемые для этого критерии основываются на температуре и солености (*T*, *S*-соотношения) воды (рис. 4). Рисунок 3 в схематической форме показывает расположение водных масс и среднюю меридиональную циркуляцию Южного океана. В пределах каждой водной массы находится слой, содержащий максимальную концентрацию воды, характерную для данной водной массы, и определяется экстремумом (максимумом или минимумом) температуры, солености или концентрации растворенного кислорода.

Как видно из *T*, *S*-диаграммы, наиболее холодные и пресные воды — антарктические поверхностные воды. Их охлаждение происходит за счет потерь тепла в атмосферу, а низкая соленость объясняется превышением осадков над испарением. Тепло и соль, необходимые для поддержания постоянной температуры и солености данной водной массы в течение ряда лет, приносятся апвеллингом упомянутого выше южного течения. Эта водная масса называется циркумполярными глубинными водами. Антарктические поверхностные воды граничат на севере с мощным однородным слоем субантарктических поверхностных вод, которые теплее и заметно солонее антарктических. Эти водные массы разделяются полярным фронтом (см. рис. 1).

Полярный фронт характеризуется большим градиентом поверхностной температуры. Его также называют антарктической конвергенцией, так как там время от времени происходят события, связанные с конвергенцией двух типов поверхностных вод. Получившиеся при этом субантарктические промежуточные воды опускаются и текут на север. Последние работы, однако, утверждают, что это происходит не всегда: иногда обнаруживаются признаки дивергенции, а иногда не наблюдается ни дивергенция, ни конвергенция, а просто кон-

[1] Большой вклад в исследование Южного океана внесли русские и советские антарктические экспедиции (*Прим. ред. пер.*)

такт двух водных масс. Считается, что расположение и температурные характеристики полярного фронта определяются ветром и донной топографией.

Исследования на борту судна «Элтанин» в море Скотия и Тихоокеанском секторе Южного океана показали, что антарктическая конвергенция перемещается в пределах 3—4° по широте (рис. 5). Иногда встречается менее выраженная зона (вторичный полярный фронт), расположенная южнее первичного фронта. Линия раздела Уэдделл—Скотия (рис. 5) отделяет очень холодные воды, движущиеся на восток и образовавшиеся восточнее Антарктического полуострова, от более теплых вод, текущих через пр. Дрейка в море Скотия. Линия раздела Уэдделл—Скотия исключительно хорошо выражена в глубинных водах. Отметим, что пространственные вариации характеристик приповерхностных слоев приводят к заметным изменениям свойств поверхностной воды в южной части моря Скотия.

Встречаются два типа циркумполярных глубинных вод: верхние воды и нижние. Нижние воды, характеризуемые максимумом солености (рис. 6), сливаются с глубинными водами. Верхние воды определяются по контрасту с вышележащей поверхностной водой с максимальной температурой и минимальным содержанием кислорода (50—60 % полного насыщения). То количество тепла и соли, которое циркумполярные глубинные воды передают антарктическим поверхностным водам, восполняется потоком глубинных вод из Северной Атлантики в Атлантический сектор и западную часть Индийского сектора Южного океана. В районе от моря Скотия до 70° в. д. атлантические глубинные воды смешиваются с циркумполярными глубинными водами; в секторе от 70° в. д. до пр. Дрейка циркумполярные глубинные воды вдоль своей северной границы взаимодействуют с водой меньшей солености. В этом же секторе располагается ось максимальной солености (рис. 6). Она находится ниже и заметно южнее полярной фронтальной зоны. В море Уэдделла происходит направленная по часовой стрелке циркуляция слабосоленой воды. Циркуляция повторяется многократно до тех пор, пока не происходит существенное обновление водных масс глубинными водами с востока и севера.

Антарктические донные воды представляют собой холодную, соленую насыщенную кислородом (70—80 % насыщения) водную массу, образующуюся на шельфе в течение зимнего сезона. Шельфовая вода перемещается с циркумполярными глубинными водами и стекает на дно в качестве антарктических донных вод. Шельфовая вода образуется при формировании паковых льдов, так как морской лед, имеющий более низкую, чем морская вода, соленость, концентрирует соль в нижележащих слоях. При этом вода, находящаяся вблизи точки замерзания (около —1,9 °С) увеличивает соленость до тех пор, пока не начнет стекать вниз. Донные воды состоят из шельфовой и глубинной вод, их отношение равно примерно 1 : 1. Большинство донных вод образуется в море Уэдделла, меньшее количество — в море Росса и, возможно, у побережья Индийского сектора Южного океана. Антарктические донные воды распространяются далеко на север, и эти холодные, богатые кислородом воды встречаются на больших площадях Мирового океана. См. *Морская вода*.

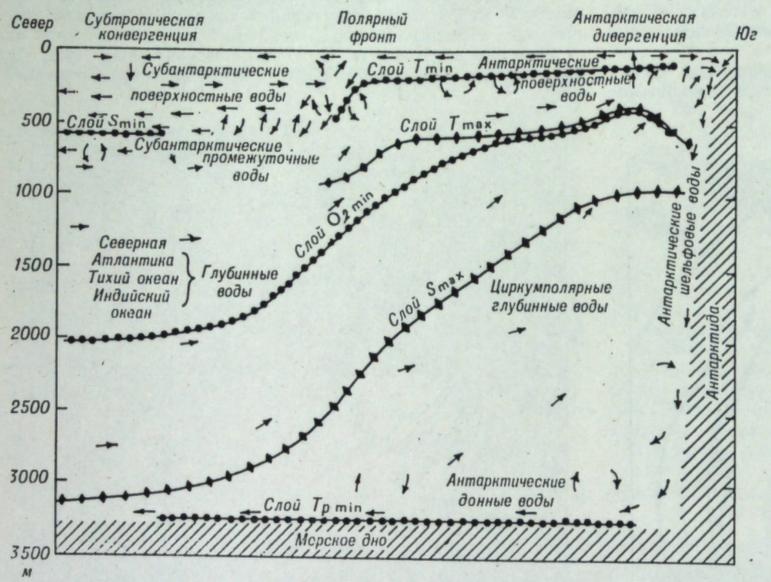


Рис. 3. Обобщенная диаграмма меридиональных потоков в Южном океане. (*По A. L. Cordon, in V. Bushnell, ed., Antarctic Map Folio Series, number 6, American Geographical Society Publication, 1967*)

Символ T_p обозначает потенциальную температуру, т. е. температуру, которой достиг бы объем воды, будучи адиабатически поднят на поверхность.

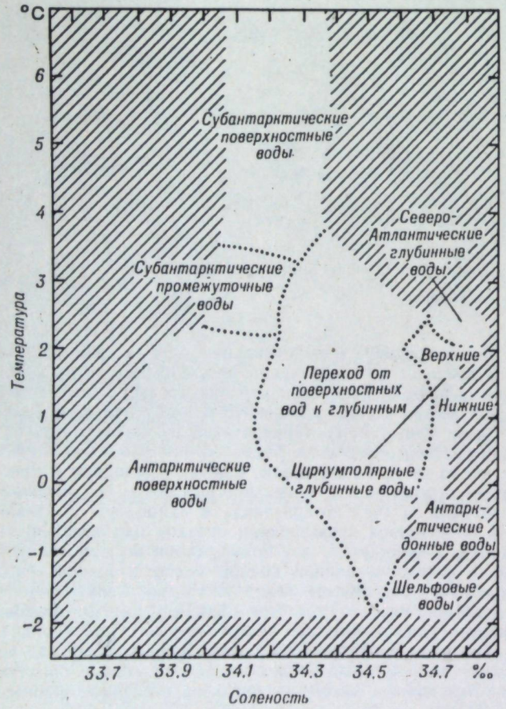


Рис. 4. Диаграмма типов водных масс Южного океана (выделение водных масс основывается на *T*, *S*-соотношении).

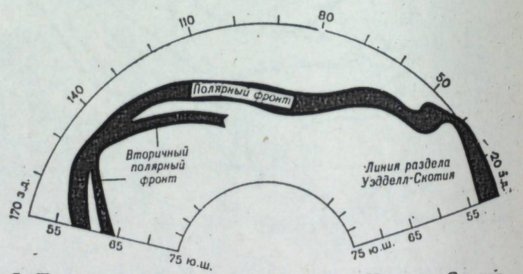


Рис. 5. Полярный фронт и линия раздела Уэдделл-Скотия.

Рис. 6. Циркумполярные слои максимальной солености.

Числа, набранные курсивом, соответствуют глубине (м) максимальной солености. Направление циркуляции в слое максимальной солености показано стрелками. *У—СР* — линия раздела Уэдделл-Скотия.

Морской лед. Естественно, что в полярных районах образуются обширные ледяные поля. Площадь распространения льдов зависит от сезона (рис. 7): с октября по март их площадь уменьшается, а затем возрастает. Сезонные вариации объема морского льда оцениваются в 2,3·10¹³ т. Фотографии со спутников показывают, что ледяные поля неоднородны и имеют обширные области, свободные ото льда (полыньи). Морской лед играет важную роль в формировании теплового баланса Земли, поскольку отражает значительно больше солнечной радиации (а следовательно, и тепла), чем водная поверхность. Поэтому при изучении теплового баланса и радиационных эффектов полыньи представляют особый интерес. Кроме льда, образующегося в море, у побережья Антарктиды образуются айсберги со скоростью примерно 1·10¹² т·год⁻¹ (рис. 7). См. *Айсберг, Морской лед, Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Осадки. На состав осадочных слоев влияют два фактора: высокая биологическая продуктивность богатой питательными веществами эвфотической зоны и ледниковые обломки, выносимые в море айсбергами. Осадки, содержащие кремний (диа-

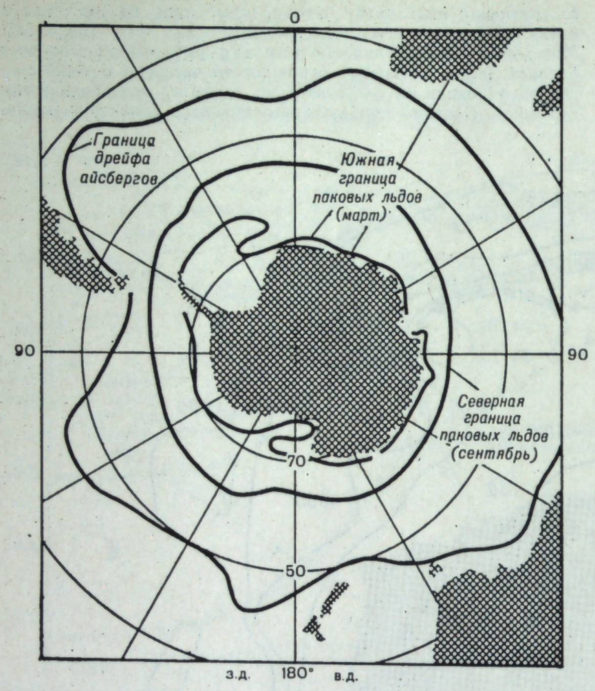


Рис. 7. Границы распространения льда в Южном океане.

томовые и радиолярии), встречаются между полярным фронтом и границей распространения паковых льдов. Севернее они замещаются известковыми осадками, а на больших глубинах — красной глиной. В пределах распространения пакового льда обнаруженные осадки принадлежат к гляциально-морскому типу.

Вариации содержания диатомовых и радиолярий в осадках являются индикатором изменений климата южной полярной области. Обнаружено, что основное изменение седиментационных типов произошло 1 600 000 лет назад; до этого осадки были представлены красной глиной, говорящей о низкой продуктивности. Все это свидетельствует о том, что современный режим циркуляции южного полушария существует по крайней мере 1 600 000 лет. См. *Морские осадки.*

Арнольд Л. Гордон

Лит.: G. E. R. Deacon, The southern ocean, in M. N. Hill (ed.), *The Sea*, vol. 2, 1963; A. L. Gordon, Structure of Antarctic waters between 20 °W and 170 °W, in V. Bushnell (ed.), *Antarctic Map Folio Series*, no. 6, American Geographical Society, 1967; J. D. Hays, Quaternary sediments of the Antarctic Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 4: 117—131, 1967; R. Priestley et al. (eds.), *Antarctic Research*, 1964; J. L. Reid (ed.). *Antarctic Oceanology One*, Antarctic Research Service, vol. 15, 1971.

Доп. лит.: Трешников А. Ф. История открытия и исследования Антарктиды.— М., 1963.

Важнейшие неметрические единицы, применяемые в США и Великобритании

Величина	Единица	Значение в единицах СИ, кратных и данных от них
Длина	Дюйм	25,4 мм
	Морская миля (межд.)	1,852 км
	Морская сажень	1,828 8 м
	Фут	304,8 мм
	Ярд	914,4 мм
Количество теплоты	Британская единица теплоты (БТЕ)	914,4 мм 1055,6 Дж
Объем, вместимость	Баррель нефтяной (США)	158,987 дм³
	Галлон жидкостный (США)	3,785 41 дм³
Площадь	Акр	4046,86 м²
	Квадратный фут	929,030 см²

Авторский указатель

А

Аккерман, Эдвард А. Ackerman, Dr. Edward A. Deceased; formerly, Carnegie Institution of Washington. *Река* — соавтор.

Аксфорд, У. И. Axford, Dr. W. I. Professor of Physics and of Applied Physics and Information Science, University of California, San Diego. *Магнитосфера.*

Аллен, Л. Х. Allen Dr. L. H. University of Florida. *Микрометеорология сельскохозяйственных культур.*

Армстронг, Фрэнсис А. Дж. Armstrong, Francis A. J. Freshwater Institute, Winnipeg. *Плодородие морских вод* — часть.

Б

Баттан, Луис Дж. Battan, Louis J. Director, Institute of Atmospheric Physics, University of Arizona. *Гром, Молния* — часть, *Радиолокационная метеорология.*

Баумейстер, Теодор. Baumeister, Prof. Theodore. Consulting Engineer; Stevens Professor of Mechanical Engineering, Emeritus, Columbia University; Editor in Chief, "Standard Handbook for Mechanical Engineers". *Температурно-влажностный индекс.*

Бенсон, Брюс Б. Benson, Dr. Bruce B. Department of Physics, Amherst College. *Морская вода* — часть.

Бенфер, Нийл А. Benfer, Neil A. BOMAP Scientific Editor, Barbados Oceanographic and Meteorological Analysis Project. *Морская вода* — часть, *Состояние моря.*

Бержерон Тур. Bergeron, Prof. Tor. Deceased; formerly, Institute of Meteorology, Uppsala. *Метеорология* — часть.

Бин, Говард. Bean, Howard S. Deceased; formerly, Consultant on Fluid Metering, Liquids and Gases, Sedona, AZ. *Гигрометр, Измерение температуры.*

Бискай, Пьер Е. Biscaye, Dr. Pierre E. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морские осадки* — часть.

Блад, Блэйн Л. Blad, Dr. Blaine L. Institute of Agriculture and Natural Resources, University of Nebraska. *Эвапотранспирация.*

Бланчард, Дункан С. Blanchard, Dr. Duncan C. State University of New York, Albany. *Морская вода* — часть.

Блюменсток, Давид И. Blumenstock, Dr. David I. Professor of Geography, University of California, Berkeley. *Климатический прогноз.*

Бомарьяж, Дональд К. Beaumariage, Dr. Donald C. Director, Manned Undersea Science and Technology, National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville, M. D. *Подводные океанографические аппараты* — часть.

Бомон, Роберт, Т. Beaumont, Robert T. Director of Meteorological Operations, E. G. G., Inc., Boulder. *Снегомер, Снегосъемка.*

Бринтон, Эдвард. Brinton, Dr. Edward. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Плодородие морских вод* — часть.

Бьеркнес, Якоб. Bjerknes, Dr. Jacob. Deceased; formerly, Professor Emeritus, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles. *Изменение климата* — часть.

Бютнер, Конрад Дж. К. Buettner, Dr. Konrad J. K. Deceased; formerly, Pierce Foundation, Yale University. *Биоклиматология.*

В

Ваду, Джозеф Р. Vadus, Joseph R. National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville, MD. *Подводные океанографические аппараты* — часть.

Вайн, Аллин К. Vine, Allyn C. Oceanographer, Woods Hole Oceanographic Institution. *Морская вода* — часть.

Ван Андель, Тьерд Х. Van Andel, Dr. Tjeerd H. Department of Oceanography, Oregon State University. *Дельта, Морские осадки* — часть.

Ван Дорн, Уильям Дж. Van Dorn, William G. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Цунами.*

Вейкман, Хельмут К. Weickmann, Dr. Helmut K. Director, Atmospheric Physics and Chemistry Laboratory, Environmental Science Services Administration, Boulder. *Воздействие на погоду.*

Веронис, Джордж. Veronis, Dr. George, Chairperson, Department of Geology, Yale University. *Океанология* — часть.

Виллет К. Хард. Willett, Prof. Hurd C. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology. *Воздушная масса.*

Винчестер, Джон У. Winchester, Prof. John W. Chairperson, Department of Oceanography, Florida State University. *Галогены в атмосфере.*

Виртки, Клаус. Wyrtki, Dr. Klaus. Professor of Oceanography, University of Hawaii. *Индийский океан, Моря Юго-Восточной Азии.*

Вокулёр, Жерар де. Vaucouleurs, Prof. Gerard de. Department of Astronomy, University of Texas. *Альбедо.*

Вондер Хаар, Томас Х. Vonder Haar, Prof. Thomas H. Department of Atmospheric Sciences, Colorado State University. *Тепловой баланс системы Земля—атмосфера.*

Воннегут, Бернард. Vonnegut, Dr. Bernard. Department of Atmospheric Sciences, State University of New York, Albany. *Атмосферное электричество.*

Вуд, Эдвард Дж. Ф. Wood, Dr. Edward J. F. Institute of Marine Science, University of Miami. *Морская микробиология.*

Вудкок, Альфред Х. Woodcock, Dr. Alfred H. Institute of Geophysics, University of Hawaii. *Морская вода* — часть.

Вустер, Уоррен С. Wooster, Dr. Warren S. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.

Г

Гамильтон, Эдвин Л. Hamilton, Dr. Edwin L. U. S. Navy Electronics Laboratory, San Diego. *Океанские острова, Подводные горы и гайоты* — соавтор.

Гаурвиц, Бернард. Haurwitz, Dr. Bernhard. Professor of Atmospheric Science, Colorado State University. *Атмосферные приливы.*

Гацки, Ирвин Х. Gatzke, Irvin H. Surveillance Technology Administrator, Naval Air Systems Command, Washington, DC. *Гидроакустический буй.*

Герси, Джон Б. Hersey, Dr. John B. Office of Naval Research, U. S. Department of the Navy. *Звукорассеивающий слой.*

Годсон, Уоррен Л. Godson, Dr. Warren L. Meteorological Service of Canada, Toronto. *Геофизика* — часть.

Голдберг, Эдвард Д. Goldberg, Dr. Edward D. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Гидросфера, Морская вода* — часть, *Химия вод гидросферы.*

Гордон, Арнольд. Gordon, Dr. Arnold. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Южный океан.*

Гроубекер, Аллен Дж. Grobecker, Dr. Alan J. Project Manager, Climatic Impact Assessment Program, Office of the Secretary of Transportation, Washington, DC. *Загрязнение атмосферы* — часть.

Гроувз, Гордон У. Groves, Dr. Gordon W. Instituto de Geofisica, Torre de Ciencias, Ciudad Universitaria, Mexico. *Приливы.*

Гуделл, Х. Г. Goodell, Prof. H. G. Department of Geology and Oceanography, Florida State University. *Морские осадки* — часть.

Д

Дайер, К. Р. Dyer, Dr. K. R. Institute of Oceanographic Sciences, Somerset, England. *Океанография эстуариев.*

Дантли, Сейберт К. Duntley, Dr. Seibert Q. Director, Visibility Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.

Деланд, Раймонд Дж. Deland, Dr. Raymond J. Department of Meteorology and Oceanography, New York University. *Давление воздуха, Температура воздуха.*

Джейкобс, Вудро К. Jacobs, Dr. Woodrow C. Senior Scientist, Ocean Data Systems, Inc., Rockville, MD. *Взаимодействие океана и атмосферы, Влияние океана на погоду и климат, Континентальность.*

Джонсон, Фрэнсис С. Johnson, Dr. Francis S. Acting President, University of Texas. *Динамика верхней атмосферы, Ионосфера.*

Джорджес, Т. М. Georges T. M. Wave Propagation Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder. *Обнаружение атмосферных вихрей* — часть.
Дилл, Роберт Ф. Dill, Dr. Robert F. Ocean Mining Administration, U. S. Department of the Interior. *Подводные погружения, Подводная фотосъемка* — часть.
Динсмор, Робертсон П. Dinsmore, Robertson P. International Ice Patrol, Woods Hole Oceanographic Institution. *Айсберг.*
Дитрих, Гюнтер О. Dietrich, Prof. Gunter. O. Deceased: formerly, Institute of Oceanography, University of Kiel. *Атлантический океан.*
Дитц, Роберт С. Dietz, Dr. Robert S. Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories, ESSA, U. S. Department of Commerce, Miami. *Шельф и материковый склон.*
Довяк, Р. Дж. Doviak, R. J. National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman, OK. *Обнаружение атмосферных вихрей* — часть.
Донн, Уильям Л. Donn, Prof. William L. Department of Geology, City College of New York. *Сейши.*
Дотн, Роберт. Doty, Dr. Robert. Intermountain Forest and Range Experiment Station, Ogden, UT. *Гидрология* — часть.
Дэвис-Джонс, Роберт. Davies-Jones, Robert. National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman, OK. *Гроза* — часть.

З

Зирин, Харолд. Zirin, Dr. Harold. Hale Observatories. *Солнце.*

И

Ивенсон, Пол. Evenson, Dr. Paul. Fermi Institute, University of Chicago, *Космические лучи.*
Ивинг, Джиффорд К. Ewing, Dr. Gifford C. Woods Hole Oceanographic Institution. *Морская вода* — часть.
Ивинг, Джон. Ewing, John. Senior Research Associate, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морская геология* — часть.
Ивинг, Морис. Ewing, Dr. Maurice. Deceased; formerly, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морская геология* — часть.
Инмен, Дуглас Л. Inman, Dr. Douglas L. Professor of Oceanography, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Процессы в прибрежной зоне.*

К

Калверт, Стефан Е. Calvert, Dr. Stephen E. Grant Institute of Geology, University of Edinburgh. *Калифорнийский залив.*
Каплан, Льюис Д. Kaplan, Prof. Lewis D. Professor of Meteorology, University of Chicago. *Земное излучение* — часть. *Парниковый эффект.*
Карри, Рональд И. Currie, Ronald I. Secretary, Scottish Marine Biological Association, and Director, Dunstaffnage Marine Research Laboratory, Oban, Scotland. *Плодородие морских вод* — часть.
Каррит, Дейтон Е. Carritt, Dr. Dayton E. American Dynamics International, Inc., Fort Lauderdale. *Морская вода* — часть
Кашинг, Д. Х. Cushing, Dr. D. H. Fisheries Laboratory, Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, Lowestoft, England. *Плодородие морских вод* — часть.
Кетчам, Боствик Г. Ketchum, Dr. Bostwick H. Woods Hole Oceanographic Institution. *Морская вода* — часть.
Кинсмен, Блэйр. Kinsman, Blair. College of Marine Studies, University of Delaware. *Бор, Речные приливы.*
Кироз, Родерик С. Quiroz, Dr. Roderick S. Research Meteorologist, Upper Air Branch, National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce. *Мезосфера.*
Кларк, Джордж Л. Clarke, Dr. George L. Professor of Biology, Harvard University, and Marine Biologist, Woods Hole Oceanographic Institution. *Морская вода* — часть.
Клод, Престон Е. мл. Cloud, Dr. Preston E., Jr. Department of Geology, University of California, Santa Barbara. *Риф.*
Клэп, Филип Ф. Clapp, Philip F. Weather Bureau, U. S. Department of Commerce. *Карта погоды, Погода.*
Кокс, Чарльз С. Cox, Dr. Charles S. Department of Oceanography, University of California, La Jolla. *Внутренние волны, Капиллярные волны.*
Кокрейн, Джон Д. Cochrane, Dr, John D. Department of Oceanography, Texas A&M University. *Морская вода* — часть.
Коронити, С. К. Coroniti, S. C. Climatic Impact Assessment Program, Office of the Secretary of Transportation, Washington, D. C. *Загрязнение атмосферы* — часть.
Коучмен, Лоренс К. Coachman, Prof. Lawrence K. Department of Oceanography, University of Washington, Seattle. *Берингово море.*
Крамер, Уильям С. Cramer, Dr. William S. Ship Acoustics Department, Naval Ship Research and Development Center, Washington, DC. *Подводный звук.*
Крейг, Хэрмон. Craig, Dr. Harmon. Professor of Geochemistry, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.
Криттенден, Чарлз В. Crittenden, Dr. Charles V. Geographer, Economic Development Administration, U. S. Department of Commerce. *Воздух, Циклон.*
Кроу, Лорен У. Crow, Loren W. Certified Consulting Meteorologist, Denver. *Прикладная метеорология.*
Крукшанк, Майкл Дж. Cruickshank, Michael J. Geological Survey, Department of the Interior, Reston, VA. *Морской горный промысел.*
Куклер, Ли Е. Cuckler, Lee E. Interdivisional Coordinator, Aeronautical and Instrument Division, Robertshaw Controls Company, Anaheim, CA. *Измерение влагосодержания.*
Курт, Арнольд. Court, Dr. Arnold, Professor of Climatology, Department of Geography, San Fernando Valley State College. *Инверсия температуры, Заморозок, Карта изотерм, Эффективная температура теплоощущений человека.*
Куцбах, Джон Е. Kutzbach, Prof. John E. Department of Meteorology, University of Wisconsin. *Изменение климата* — часть.
Кэйн, Джозеф К. Cain, Dr. Joseph C. U. S. Geological Survey, Denver. *Геомагнетизм* — часть.
Кэмпбелл, Уоллес Г. Campbell, Dr. Wallace. U. S. Geological Survey, Denver. *Геомагнитная буря, Кратковременные геомагнитные вариации.*

Л

Ладлэм, Фрэнк. Ludlam, Prof. Frank. Deceased; formerly, Department of Meteorology, Imperial College, London. *Облака.*
Лайман, Джон. Lyman, Dr. John. Professor of Oceanography, University of North Carolina, Chapel Hill. *Морская вода* — часть, *Море, Океаны и моря, Средиземное море.*
Лайон, Уолдо К. Lyon, Dr. Waldo K. Arctic Submarine Research Laboratory. Naval Undersea Warfare Center, San Diego. *Морской лед.*
Ландсберг, Х. Е. Landsberg, Dr. H. E. Professor and Director, Institute for Fluid Dynamics and Applied Mathematics, University of Maryland. *Биоклиматология, Воздействие на климат.*
Ла Фонд, Юджин К. La Fond, Dr. Eugene C. Senior Scientist and Consultant for Oceanography, Naval Undersea Center, San Diego. *Апвеллинг, Морская вода* — часть.
Лейби, Джонатан. Leiby, Jonathan. Woods Hole Oceanographic Institution. *Океанографические суда.*
Леопольд, Луна Б. Leopold, Dr. Luna B. U. S. Geological Survey. *Поверхностные воды.*
Леттау, Хайнц Х. Lettau, Prof. Heinz H. Department of Meteorology, University of Wisconsin. *Микрометеорология.*
Линсли, Рей К. Linsley, Prof. Ray K. Professor Emeritus of Civil Engineering, Stanford University. *Водное зеркало* — часть, *Водяной пар в атмосфере, Гидрология* — часть, *Подземные воды.*
Лоренц, Эдвард Н. Lorenz, Dr. Edward N. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology. *Прогноз погоды* — часть.
Лэдд, Гарри С. Ladd, Dr. Harry S. National Museum, Washington, DC. *Атолл.*

М

Мак Леллан, Хью Дж. McLellan, Dr. Hugh J. National Science Foundation. *Мексиканский залив.*
Мак Хью, Дж. Л. McHugh, Dr. J. L. Professor of Marine Resources, Marine Sciences Research Center, State University of New York, Stony Brook. *Морское рыболовство.*
Маргетройд, Р. Дж. Murgatroyd, Dr. R. J. Meteorological Office, Bracknell, England. *Атмосфера, Стратосфера, Тропопауза, Тропосфера.*
Маршалл, Норман Бертрам. Marshall, Dr. Norman, Bertram, Sr. Senior Principal Scientific Officer, British Museum (Natural History), London. *Глубоководная фауна, Методика сбора морских биологических проб.*
Мейсон, Бэйзил Дж. Mason, Dr. Basil J. Director General, Meteorological Office, Bracknell, England. *Физика облаков.*
Менард, Генри У., мл. Menard, Dr. Henry W., Jr. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Океанские острова, Подводные горы и гайоты* — соавтор.
Метколф, Уильям Г. Metcalf, William G. Woods Hole Oceanographic Institution. *Карибское море.*
Миллер, Мейнард М. Miller, Maynard M. Professor of Geology, Michigan State University, and Director, Foundation for Glacial and Environmental Research, Seattle. *Гляциология, Лед суши, Снеговая линия, Снежное и фирновое поля.*
Миллер, Элизабет Л. Miller, Elizabeth L. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Океаны* — соавтор.
Митчел, Дж. Мюррей мл. Mitchell, Dr. J. Murray, Jr. Senior Research Climatologist, National Oceanic and Atmospheric Administration, McLean, VA. *Климатология.*
Морзе, Роберт У. Morse, Dr. Robert W. Associate Director and Dean of Oceanographic Studies, Woods Hole Oceanographic Institution. *Гидролокатор. Звукопеленгация и определение расстояний (софар), Эхолот.*

Н

Немайес, Джером. Namais, Dr. Jerome. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Засуха, Прогноз погоды* — часть.
Нейманн, А. Конрад. Neumann. Dr. A. Conrad. School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami. *Красное море* — соавтор.
Нейманн П. Герхард. Neumann, Dr. P. Gerhard. Professor of Oceanography, New York University. *Океанские волны* — часть.
Ниеренберг, Уильям А. Nierenberg, Prof. William A. Director, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Океанология* — часть.
Ньюком, Куртис Л. Newcombe, Dr. Curtis L. Director, San Francisco, Bay Marine Research Center, San Francisco State College. *Морская экосистема.*
Ньютон, Честер Уиттер. Newton, Dr. Chester Whittier. National Center for Atmospheric Research, Boulder. *Водяной смерч, Линия сдвига ветра, Линия шквала, Общая циркуляция атмосферы, Пыльная буря, Торнадо, Тропическая метеорология* — часть, *Шквал, Шторм.*
Нейф, Джон Е. Naíe, Dr. John E. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морские осадки* — часть.

О

Огаард, Кнут. Aagard, Knut. Department of Oceanography, University of Washington, Seattle. *Северный Ледовитый океан.*
Остин, Джеймс Е. Austin, Prof. James M. Professor of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology. *Прогноз погоды* — часть.

П

Electric Department, North Attleboro, MA. *Барометр.*
Паттон, Дональд. Patton, Dr. Donald. Carnegie Institution of Washington. *Река* — соавтор.
Паттуло, Джун Г. Pattulo, Dr. June G. Department of Oceanography, Oregon State University. *Изменения уровня моря, Морская вода* — часть, *Расчетные поверхности уровня моря.*
Пирсон, Аллен. Pearson, Allen. Director, National Severe Storms Forecast Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, Kansas City, MO. *Прогноз погоды* — часть.
Пирсон, Уиллард, Дж. мл. Pierson, Dr. Willard J., Jr. Department of Meteorology and Oceanography, New York University. *Океанские волны* — часть.
Принн, Рональд Г. Prinn, Prof. Ronald G. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology. *Атмосферный озон, Химия атмосферы.*
Пристли, Роберт. Priestley, Dr. Robert. Department of Agriculture and Fisheries for Scotland, Marine Laboratory, Aberdeen. *Подводное телевидение.*
Пэйн. Харольд Г. Payne, Harold G. Manager of Municipal

Р

Радник, Филип. Rudnick, Dr. Philip. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.
Райан, Уильям Б. Ф. Ryan, William B. F. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Океаны* — соавтор.
Раймонд, Самюэль О. Raymond, Samuel O. Department of Electrical Engineering and Computer Science, Massachusetts Institute of Technology. *Подводная фотосъемка* — часть.
Райтер, Джон Х. Ryther, Dr. John H. Woods Hole Oceanographic Institution. *Плодородие морских вод* — часть.
Расмуссен, Юджин М. Rasmusson, Dr. Eugene M. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Environmental Science Services Administration, Princeton. *Гидрометеорология.*
Раст, Дэвид У. Rust, W. David. National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman. OK. *Гроза* — часть.
Рейд, Джозеф Л. Reid, Joseph L. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть, *Тихий океан.*
Рейд, Роберт О. Reid, Prof. Robert O. Department of Oceanography, Texas A&M University. *Штормовой нагон.*
Рейтер, Эльмар Р. Reiter, Prof. Elmar R. Department of Atmospheric Science, Colorado State University. *Авиационная метеорология* — часть, *Турбулентность при ясном небе.*
Рид, Ричард Дж. Reed, Prof. Richard J. Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, *Фронт* — часть.
Риль, Герберт. Riehl, Dr. Herbert. Department of Meteorology, University of Chicago. *Тропическая метеорология* — часть.
Ричардс, Фрэнсис А. Richards, Dr. Francis A. Department of Oceanography, University of Washington, Seattle. *Черное море.*
Розенберг, Норман Дж. Rosenberg, Norman J. Department of Agricultural Meteorology. University of Nebraska. *Сельскохозяйственная метеорология.*
Росс, Дэвид А. Ross, Dr. David A. Woods Hole Oceanographic Institution. *Красное море* — соавтор.
Рошфор, Дэвид Дж. Rochford, David J. Division of Fisheries and Oceanography, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia. *Бассов пролив.*

С

Саланейв, Леон И. Salanave, Dr. Leon E. Department of Physics and Astronomy, San Francisco State University. *Молния* — часть.
Сандерс, Фредерик. Sanders, Dr. Frederick. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology. *Барометрическое поле, Баротропное поле, Ветер, Геострофический ветер, Градиентный ветер, Динамика верхней атмосферы, Изопикна, Изотаха, Изэнтропическая поверхность, Макромасштабные волны на высотах, Метеорологический соленоид, Муссон, Напряжение трения, Роза ветров, Сирокко, Струйное течение, Ускорение и сила Кориолиса, Чинук.*
Секера, Зденек. Sekera, Prof Zdenek. Deceased; formerly, Department of Meteorology, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles. *Атмосферная оптика, Гало, Ложное Солнце, Мираж, Радуга.*
Сигелер, Джордж К. Segeler, C. George, Director, Technical Service, *Градусо-день.*
Силбермен, Эдвард. Silberman, Dr. Edward. Civil Engineering Department, University of Minnesota. *Гидрология* — часть.
Симпсон, Джоан. Simpson, Dr. Joanne. Department of Environmental Sciences, University of Virginia. *Ураган* — часть.
Симпсон, Роберт Х. Simpson, Prof. Robert H. Research Professor, Department of Environmental Sciences, University of Virginia. *Ураган* — часть.
Слосс, Л. Л. Sloss, Dr. L. L. Department of Geological Sciences, Northwestern University. *Эвапориты.*
Снодграсс, Франк Е. Snodgrass, Frank E. Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, La Jolla. *Океанские волны* — часть.
Собермен, Роберт К. Soberman, Dr. Robert K. Manager, Meteor and Planetary Physics, General Electric Company, Valley Forge Space Center, Philadelphia. *Серебристые облака.*
Старджес, Уилтон. Sturges, Dr. Wilton. Department of Oceanography, Florida State University. *Океанские течения.*
Стергис, Христос Г. Stergis, Dr. Christos G. Department of the Air Force, Los Angeles. *Атмосферики.*
Стомелл, Генри. Stomell, Dr. Henry. Deceased; formerly, Woods Hole Oceanographic Institution. *Гольфстрим.*
Стритер Виктор Л. Streeter, Prof. Victor L. Department of Civil Engineering, University of Michigan. *Вихрь.*
Суоми, Вернер Е. Suomi, Prof. Verner E. Department of Meteorology, University of Wisconsin. *Земное излучение, Измерение характеристик ветра, Измеритель продолжитель-*

ности солнечного сияния, Метеорологические приборы, Осадкомеры.

Сэйр, Альберт Н. Sayre, Dr. Albert N. Deceased; formerly, Consulting Groundwater Geologist, Behre Dolbear and Company. *Водное зеркало* — часть, *Гидрология* — часть.

Т

Тайлер, Джон Е. Tyler, John E. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.

Талли, Джон П. Tully, Dr. John P. Pacific Oceanographic Group, Fisheries Research Board of Canada, Nanaimo, British Columbia. *Северо-Западный проход.*

Тейлор, Уильям Л. Taylor, William L. National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman, OK. *Обнаружение атмосферных вихрей* — часть.

Тейт, Джон Б. Tait, Dr. John B. Deceased; formerly, Oceanographer, Marine Laboratory, Aberdeen, Scotland. *Северное море.*

У

Уивер, Джон. Weaver, John. National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman, OK. *Обнаружение атмосферных вихрей* — часть.

Уильям, Роджер Т. Williams, Dr. Roger T. Department of Meteorology, Naval Postgraduate School, Monterey. *Фронт* — часть.

Унтерштайнер, Норберт. Untersteiner, Prof. Norbert. Arctic Ice Dynamics Joint Experiment, Division of Marine Resources, University of Washington, Seattle. *Полярная метеорология.*

Уолт, Мартин. Walt, Dr. Martin. Research Laboratories, Lockheed Missiles and Space Company, Palo Alto, CA. *Радиационные пояса.*

Уортингтон, Валентайн Л. Worthington, L. Valentine. Woods Hole Oceanographic Institution. *Саргассово море.*

Уэбб, Уиллис Л. Webb, Willis L. Chief, Meteorological Satellite TA. Atmospheric Sciences Laboratory, U. S. Army Electronic Command, White Sands, NM. *Метеорологические ракеты.*

Ф

Фалкс, Дж. Р. Fulks, J. R. National Weather Service, Chicago. *Влажность, Град, Дождевая тень, Осадки, Роса, Снег, Точка росы, Туман.*

Фишер, Фредерик Х. Fisher, Dr. Frederick H. Scripps, Institution of Oceanography, La Jolla. *Морская вода* — часть.

Фокс, Герберт. Fox, Prof. Herbert. Chairperson, Department of Mechanics and Aeronautics, New York Institute of Technology. *Анемометр, Измерение скорости воздушного потока.*

Фриц, Зигмунд. Fritz, Dr. Sigmund. Chief Space Scientist, National Environmental Satellite Center, Environmental Science Services Administration. *Инсоляция.*

Х

Халл, Мак Алистер Х., мл. Hull, Dr. McAllister H., Jr. Department of Physics and Astronomy, State University of New York, Buffalo. *Радиация.*

Халтинер, Джордж Дж. Haltiner, Dr. George J. U. S. Navy Post Graduate School, Monterey, CA. *Морская метеорология.*

Ханкинс, Кеннет Л. Hunkins, Dr. Kenneth L. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Ледяной остров.*

Хантен, Дональд М. Hunten, Dr. Donald M. Kitt Peak National Observatory, Tucson. *Свечение атмосферы, Эмиссии щелочных металлов.*

Харли, Джон Х. Harley, Dr. John H. Director, Health and Safety Laboratory, U. S. Atomic Energy Commission. *Радиоактивные выпадения.*

Харрисон, Генри Т. Harrison, Henry T. Consulting Meteorologist, Weaverville, NC. *Авиационная метеорология* — часть.

Харрисон, Луис П. Harrison, Louis P. (Retired) Techniques Development Laboratory, Systems Development Office, Weather Bureau, ESSA, U. S. Department of Commerce. *Изобара.*

Хауэлл, Бенджамин Ф. Howell, Dr. Benjamin F., Jr. Professor of Geophysics, Department of Geology and Geophysics, and Assistant Dean, Graduate School, Pennsylvania State University. *Геофизика* — часть.

Хейнсворт, Брюс Д. Hainsworth, Bruce D. Assistant to the President, Foxboro Company, Foxboro, MA. *Барометр.*

Хела, Илмо. Hela, Dr. Ilmo. Institute of Marine Research, Helsinki. *Балтийское море.*

Хизен, Брюс К. Heezen, Dr. Bruce C. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морская геология* — часть, *Мутьевые потоки.*

Холланд, Хейнрих Д. Holland, Dr. Heinrich D. Department of Geological and Geophysical Sciences, Harvard University. *Эволюция атмосферы.*

Хромадик, Дж. Дж. Hromadik, J. J. Director, Amphibious and Harbor Division, U. S. Naval Civil Engineering Laboratory, Port Hueneme, CA. *Океанографические платформы.*

Хьюберт, Лестер. Hubert, Lester, National Environmental Satellite Center, Environmental Science Services Administration, Suitland, MD. *Метеорологические спутники.*

Хьюсон, Е. У. Hewson, Dr. E. W. Chairperson, Department of Atmospheric Sciences, Oregon State University. *Загрязнение атмосферы* — часть, *Смог.*

Ч

Чарнок, Генри. Charnock, Henry. Department of Oceanography, University of Southampton. *Напряжение трения над морем.*

Чемберлен, Джозеф У. Chamberlain, Dr., Joseph W. Department of Space Physics and Astronomy, Rice University. *Полярное сияние.*

Чепмен, Валентайн. Chapman, Dr. Valentine. University of Auckland. *Марши.*

Чепмен, Сидней. Chapman, Dr. Sydney. High Altitude Observatory, University of Colorado. *Геомагнетизм* — часть.

Ш

Шафер, Карл Е. Schaefer, Dr. Karl E. Chief, Physiological Sciences Division, U. S. Naval Submarine Center, Groton, CT. *Физиология подводных погружений.*

Шепард, Фрэнсис П. Shepard, Prof. Francis P. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Подводный каньон.*

Шеппард, П. А. Sheppard, Prof. P. A. Deceased; formerly, Department of Meteorology, Imperial College, London. *Метеорология* — часть.

Шлихтер, Луис Б. Slichter, Prof. Louis B. Deceased; formerly, Institute of Geophysics, University of California, Los Angeles. *Земные приливы.*

Шмит, Вальтер П. Schmitt, Dr. Walter R. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. *Морские ресурсы.*

Шотланд, Ричард М. Schotland, Richard M. Institute of Atmospheric Physics, University of Arizona. *Психрометр.*

Шоуолтер, Альберт К. Showalter, Albert K. Senior Scientist, Office of Hydrology, Environmental Science Services Administration, Weather Bureau. *Метеорологическая станция.*

Шрок, Роберт Р. Shrock, Prof. Robert R. Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts, Institute of Technology. *Науки о Земле.*

Шул, Джон Джозеф, мл. Schule, John Joseph. Jr. Acting Director, Department of Marine Sciences, U. S. Naval Oceanographic Office. *Галоклин, Термоклин.*

Э

Эванс, Джон У. Evans, Dr. John W. Director, Sacramento Peak Observatory, Air Force Cambridge Research Laboratories, Sunspot, NM. *Солнечная постоянная.*

Эверетс, Джон, мл. Everetts, Dr. John, Jr. Professor of Architectural Engineering, Pennsylvania State University. *Психрометрия.*

Эджертон, Харольд Е. Edgerton, Dr. Harold E. Institute Professor, Emeritus, Massachusetts Institute of Technology, *Подводная фотосъемка* — часть.

Элиассен, Арнт. Eliassen, Prof. Arnt. Institute of Geophysics, University of Oslo. *Метеорология* — часть.

Эмилиани, Цезарь. Emiliani, Dr. Cesare. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences. *Морские осадки* — часть.

Энтис, Ричард. Anthes, Richard A. Department of Meteorology, Pennsylvania State University. *Прогноз погоды* — часть.

Эрике, Крафт А. Ehricke, Dr. Krafft A. Autonetics Division, North American Rockwell Corporation, Anaheim, CA. *Солнечная энергия.*

Эриксон, Дэвид Б. Ericson, David B. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY. *Морские осадки* — часть.

Предметный указатель

А

Абиссально-бентическая зона 217
Абиссальное дно 205
Авиационная метеорология 9—11
  ветер и температура в верхней атмосфере 10
  дальность видимости на ВПП 9
  оледенение 11
  струйные течения 10
  тропопауза 10, 11
  турбулентность при ясном небе 10, 407—409
  удары молнии 11
Азот в атмосфере 164, 188, 425, 441, 442
Айсберг 11, 12
Акваланг 306, 416, 419
Активационный анализ 201
Альбедо 12, 13, 368
Аммиак в атмосфере 438, 441
Аналитические методы в динамической метеорологии 174—176
  волновые движения 175
  движения в отсутствие источников тепла и трения 174
  инерционная устойчивость 175
  квазистатическое приближение 175
  кинематика движений в атмосфере 175
  крупномасштабные квазигоризонтальные движения 175, 176
  пограничный слой атмосферы 174
  равновесие 174
  сдвиговая неустойчивость 175
  статическая устойчивость 175
  термодинамические характеристики воздуха 173
Ангел-эхо 345
Анодная отгонка 201
Антарктическая донная вода 17, 121, 197, 289, 446
Антарктическая конвергенция 17, 197, 446
Антарктическая поверхностная вода 121, 445
Антарктическая промежуточная вода 121, 197
Антарктическое циркумполярное течение 119, 279, 445
Антициклон 35—36, 434
Апвеллинг 14, 15
Аридный климат 280, 281
Арктическая донная вода 356, 360
Арктическая поверхностная вода 356
Арктическая промежуточная вода 197, 356
Артезианские воды 312
Архибентическая зона 217
Асейсмические срединно-океанические хребты 209
Атлантический океан 15—19
  глубинная циркуляция 281—282
  рельеф дна 283—284
Атмосфера 19—21
  атмосферная оптика 21—22
  взаимодействие океана и атмосферы 37, 38, 185—188
  внутренние волны 40, 41
  водяной пар, облачность и осадки 166
  возмущения 166
  давление воздуха 165
  давление и ветер 337
  динамика верхней атмосферы 90—92
  земное излучение 102
  инверсия температуры 117, 118
  ионосфера 123—125
  космические лучи 136—142
  мгновенное состояние 173
  науки об атмосфере 248
  плотность 337
  погода 299
  приливы 317—323
  состав 19, 20, 423, 424
  стратосфера 20, *394*
  суммарная теплота 337
  тепловой баланс системы Земля—атмосфера 396, 397
  термическая структура 19—20, 165
  термодинамические характеристики 173
  термосфера 20
  тропопауза 406
  тропосфера 19, *407*
  химия атмосферы 423—425
  циркуляция 19—21
  эволюция 438—442
  энтальпия сухого воздуха 337
Атмосферики 21, 254
Атмосферная оптика 21, 22
  гало 51
  взаимодействие света с микрочастицами вещества 21, 22
  видимость 22
  изменчивость показателя преломления 21
  мираж 182
  оптика больших частиц 22
  радуга 345
  рассеяние света 21
Атмосферное электричество 22, 23, 167
  атмосферики 21
  атмосферные возмущения 22
  взаимодействие океана и атмосферы 185—188
  гроза 83—85
  гром 85
  молния 182—184
  электрическое поле хорошей погоды 22, 23
Атмосферные приливы 23, 24, 91
  лунный 23—24
  периодические изменения ветра 23
  12-часовые солнечные колебания 23
  24-часовые солнечные колебания 23
Атмосферный озон 24—26, 32
  воздух тропосферы 423
  возмущения слоя стратосферного озона 26
  галогеносодержащие газы в стратосфере 52
  происхождение свободного кислорода 438
  радиация и термическая структура 165
  температура мезосферы 153
  фильтр для ультрафиолетового излучения 94
  химия стратосферного озона 25
  циркуляция стратосферного озона 25, 26
Атолл 27, 28
Аэрозоль 33
  зависимость SO_2 — аэрозоль — климат 94, 95
  загрязнение атмосферы 93
  природный 94, 424
  фотодиссоциация в стратосфере 26
Аэрономия 61

Б

Бактерии морские 177
Балтийское море 28—29
  глубинная циркуляция 281
Бароклинное поле 29
Баротравма 420
Баротропное поле 29
  метеорологический соленоид 164
Берингово море 30, 31, 356, 361
Бессточные водоемы 428
Биогенные осадки 222, 287, 288
Биоклиматология 31—35
  аэрозольная 33
  воздуха 32, 33
  климатотерапия 35
  статистическая 35
  термическая 33, 34
  фотохимическая 32
  экстремальные климаты и микроклиматы 34
Бор 35
Бром в атмосфере 51, 52
Бун для океанографических исследований 258
Бюро службы погоды 329

В

Вегетационный период 363
Весовой гигрометр 111
Ветер 35—37, 165
  атмосферные приливы 23
  биоклиматология 33
  восточные волны 406
  геострофический ветер 60
  глобальный климат 130—132
  градиентный ветер 83
  значение для сельского хозяйства 363
  зональные приземные ветры 36, 37
  изотаха 117
  капиллярные волны 127
  конвергенция и дивергенция 36
  макромасштабные волны на высотах 151
  местные ветры 37
  муссон 245, 246
  общая циркуляция океана 288, 289
  пассаты 210
  пыльная буря 338
  радиолокационные измерения 345
  рассеяние загрязняющих веществ 95
  роль давления воздуха 87
  сирокко 365
  система ветров в мезосфере 153
  струйное течение 394
  термический 60
  ускорение и сила Кориолиса 412
  фронтогенез 422, 423
  циклоническая и антициклоническая циркуляция 35, 36
  циркуляция верхней атмосферы 37
  чинук 432
  шквал 433
Взаимодействие океана и атмосферы 37, 38, 185—188, 396
  влияние ветра на поверхность океана 37
  влияние океана на погоду и климат 39
  галогены в атмосфере 51, 52
  гидрологические и энергетические связи 37
  гидрологический цикл 64—65
  глобальный климат 130—132
  изменения климата 106—108
  изотопные соотношения 185—186
  колебания содержания трития 186
  микрослой 187, 188
  морская метеорология 210—212
  напряжение трения над морем 247, 248
  обмен газами 188
  обмен количеством движения 185, 186, 211
  обмен теплотой 211
  основные системы океанских течений 37
  роль апвеллинга 14, 15
  соленость морских вод 38
  тепло и водяной пар 185
  ураган 410
Вихрь 38—39
Влажность 39, 110
  абсолютная 39, 110, 337
  гигрометр 63, 111
  измерение 41, 42
  относительная 39, 337
  отношение смеси 39
  температурно-влажностный индекс 396, 443
  эффективная температура теплоощущений человека 443
Влияние океана на погоду и климат 37, *39*, 132, 133
Внезапные возмущения ионосферы 123
Внутренние волны 40, 41
Внутритропическая зона конвергенции 406
Водное зеркало 41, 311
Водные массы океана 195—197
  биологические виды и водные массы 295
  соотношения температура—соленость 196
  типы водных масс 196, 197
Водород
  протоносфера 124
  содержание в атмосфере 164, 423
  эволюция атмосферы 438—442
Водяной пар в атмосфере 41—42, 166, 423
  биоклиматология 32—34
  влажность 39
  влияние солености, льда и снега 42
  гидрологический цикл 64, 65
  гидрометеорология 70—71
  измерение влагосодержания 110, 111
  измерение содержания водяного пара 41, 42
  изотопные соотношения между атмосферой и океаном 185—186
  конденсация в атмосфере 291
  круговорот воды 70, 71
  насыщенный воздух 173
  облака 248—251
  обмен с океаном 185
  психрометр 335—336
  расчет испарения 42
  теплота испарения 41
  точка росы 405
  физика облаков 413—416
  эвапотранспирация 41, *437, 438*
Водяной смерч 42, 211
Воздействие на климат 42—44
  искусственное орошение 43
  лесные полосы 43
  непреднамеренное воздействие на погоду 48, 49
  погода и изменение климата 44
  тепловой баланс атмосферы 44
  урбанизация 43
Воздействие на погоду 44—49
  воздействие на климат 44
  воздействие на мощные штормы 48
  воздействие на облачный покров 45
  вызывание дождя 46, 47, 415
  засев облаков 45
  непреднамеренное воздействие 48, 49
  подавление грозовых разрядов 48
  предотвращение града 48
  распространение воздействия в направлении ветра 48
  рассеяние тумана 45
  экологические и социальные последствия 49
  экспериментальные основы 44, 45
Воздух 49
  биоклиматология 32—33
  зондирование атмосферы 156
  измерение влажности 110, 111
  компоненты сухого воздуха 164
  насыщенный 173
  термодинамические свойства 173
Воздушная масса 49—51, 166
  антарктическая 168
  арктическая 168
  бароклинное поле 29
  баротропное поле 29
  дивергенция и конвергенция 51
  засуха 100—101
  изменения температуры 395
  классификация 51, 167, 168
  континентальная 51
  морская 51
  осадки 71
  охлаждение и нагревание от земли 49, 51
  полярная 51, 167
  теплая 167
  термодинамическая классификация 167
  тропическая 51, 167
  фронт 420—423
  холодная 167
Волны см. *Внутренние волны, Океанские волны*
Всемирная метеорологическая организация 61, 62, 364
Всемирная служба погоды 62
Вулканические газы 440
Вулканы подводные 274—275
Вымывание загрязнений из атмосферы 97

Г

Газовая хроматография 201
Гайот 303, 304
Гало 51
  ложное Солнце 148
Галогены в атмосфере 51, 52
Галоклин 52
Гелий 164, 423
  обмен между атмосферой и океаном 188
  физиология подводных погружений 417
Гелиосфера 124

Гелиоэнергетика 370—372
Геодезия 60
Геокосмогония 61
Геомагнетизм 52—59, 61
  анализ данных магнитных съемок 58, 59
  вековые вариации и диполь 59
  вековые магнитные вариации 56—57
  влияние космических лучей 138—139
  геомагнитные измерения 57, 58
  главное геомагнитное поле 52, 54—56
  источник поля 57
  магнитное склонение 52
  магнитные полюсы и экватор 52
  магнитосфера 148—150
  распределение напряженности поля 54
  сферический гармонический анализ 55—56
  электромагнитный дрейф 125
  элементы геомагнетизма 54—55
Геомагнитная буря 59—60, 145, 150, 151
  географическое распространение 59
  главная фаза 59
  начальная фаза 59
  полярная буря 59—60
  радиационные пояса 528
  фаза восстановления 60
Геотермия 60
Геофизика 60—62, 248
  геофизические программы 61, 62
  исследования атмосферы 60, 61
  исследования гидросферы 60
  Международное гидрологическое десятилетие 62
  метеорологические научные программы 62
  науки о планетах 61
  океанографические программы 62
  программы по изучению твердой Земли 62
  программы по солнечно-земной физике 62
  разделы геофизики 60—61
  смежные разделы геофизики 61
Геофизическая разведка 61
Геохимия 248
Геохронология 61
Гидроакустический буй 64, 69
Гидрогеология 311
Гидрологический цикл 64—65, 133
  взаимодействие океана и атмосферы 37, 38
  водный баланс 296, 297
  источники подземных вод 312
  круговорот воды в атмосфере 70, 71
  средняя скорость переноса воды 296
  формирование речного стока 296
  эвапотранспирация 437—438
Гидрология 60, 64—68
  водное зеркало 41
  водный баланс Северной Америки 67, 68
  задачи 65
  обеспеченность водой 67
  поверхностные воды 295—299
  подземные воды 311—313
  снежные мелиорации 65—67
  спрос на воду 67, 68
Гидролокатор 68—70
  подводная фотосъемка 302
  эхолот 443, 444
Гидрометеорология 70, 71
  анализ данных об осадках 71
  испарение и транспирация 71
  круговорот воды в атмосфере 70, 71
  осадки 71
Гидрометеоры 290, 407
Гидросфера 71, 72, 190
Гидрофон 310
Гидроэнергия 368—369
Глубинная циркуляция океанов 280—282, 288, 289
Глубоководная фауна 72—74
  батипелагическая 72, 73
  бентосная 73—74, 179, 215, 216, 293, 294
  географическое распространение 217
  глубоководные звукорассеивающие слои 101
  климатическая летопись в морских осадках 225
  плодородие морских вод 292—295
  сбор проб 179
  фоновый шум моря 308
Глубоководный опрокидывающийся термометр 199
Гляциология 74—81
  айсберг 11, 12
  геофизические типы ледников 75, 76
  глетчерный лед 74
  компоненты ледников 74
  ледники в прошлом и настоящем 81, 145
  морфологические типы ледников 75
  оледенение и дегляциация 74
  пульсирующие ледники и кинематические волны 79, 80
  режим ледников 77, 78
  снеговая линия 75
  снежное и фирновое поля 367
  структура и динамика 78, 79
  терминология 74
  термодинамика 76, 77
  эрозия и транспорт наносов 79
Гольфстрим 17, *81, 82*, 155, 276—278, 280
  описание 82
  поперечный разрез 277
  Саргассово море 353
  теория 82
Гравиметр 104, 207
Гравитационное самоочищение атмосферы 97
Градусо-день 33, *83*
Гроза 83—85
  водяной смерч 42
  возникновение 83
  град 82
  грозовое электричество 84, 85
  линия шквала 147, 148
  молния 182—184
  обнаружение атмосферных вихрей 251—254
  радиолокационные наблюдения 343, 344
  распространение 83
  строение 84
  торнадо 404, 405
  электрическая активность 22
Грозовой шквал 147, 406
Гром 85
Грунтовые трубки 228—230
Гумидный климат 281

Д

Давление воздуха 85—87, 165, 337
  бароклинное поле 29
  барометр 29
  баротропное поле 29
  влияние на уровень моря 108
  геострофический ветер 60
  глобальный климат 132
  единицы измерения 85
  изменение с высотой 85, 86
  изменения в пространстве и времени 86—87
  изобара 117
  связь с ветром и погодными условиями 87
  суточные колебания 86
Дегляциация 74
Дейтерий 185, 186, 197, 198
Дельта 87—90, 262
  инженерно-технические проблемы 89, 90
  скорость осадконакопления 224, 225
  строение и развитие 87, 88
  характеристики современных дельт 89
Диатомовые водоросли 212, 213
  биогенные осадки 222
  продуктивность океанов 292, 293
  распространенность 214, 215
Динамика верхней атмосферы 90—92
  внутренние гравитационные волны 90, 91
  звуковые и сверхзвуковые волны 91, 92
  значение для авиации 10
  крупномасштабная циркуляция 92
  приборы для исследования 156—158
  приливы 91
  турбулентность 92
Дистанционные наблюдения 363, 364
Дно океанической котловины 205, 206
  абиссальное дно 205
  океанические поднятия 205, 206
  подводные горы и группы гор 206
Дночерпатели 179, 228
Дождь 290

видимость в аэропортах 9
вызывание 46—48, 415
образование 413, 414
осадки и влагозапасы в тропиках 406
осадкомеры 291, 292
радиолокационные измерения 344
системы дождевых облаков 414
физика облаков 413—416
химический состав осадков 427, 428
Драги 179, 228
Дрейф континентов 209, 210
конвективные ячейки 209
магнетизм пород 209, 210
распределение отложений 210
система срединно-океанических хребтов 209
Дымка 407

З

Загрязнение атмосферы 93—100, 365
биоклиматология аэрозолей 33
борьба с загрязнением 99
воздействие на климат 44
зависимость SO_2 — аэрозоль — климат 94, 95
законодательство 99—100
инверсия температуры 95—96, *117, 118*
источники загрязнения стратосферы 93—94
непреднамеренное воздействие на погоду 48
последствия загрязнения 97—99
процессы естественного самоочищения 97
разбавление примесей 99
разрушение озонного слоя 26
рассеивание загрязняющих веществ 95
рассеивание примесей как средство контроля 99
стоки 95
типы источников загрязнения 94
улавливание примесей 99
частицы выхлопных газов 51, 52
Загрязнение грунтовых вод 313
прогноз рассеяния загрязнений в эстуариях 263, 264
Заморозок 100
защита посевов 363
точка замерзания 39, 405
Западные пограничные течения 279
Засуха 100—101
Звукопеленгация и определение расстояний (софар) 101
Звукорассеивающий слой 101, 102, 310
Земное излучение 102
парниковый эффект 292
приборы для измерения 102
спектр 102
Земные приливы 103—106, 322
высокоширотные станции 105
гармонические постоянные 103
океанские приливы 105
околосуточный резонанс 105
приборы для изучения 106
приливная диссипация в твердой Земле 103
приливные моменты 103
приливообразующий потенциал 103
разрежение 105
симметричная стандартная Земля 104
Зоопланктон 215
батипелагическая фауна 72—73
организмы-индикаторы 295
продуктивность вод океана 292, 293
распространенность 214, 215
сбор проб в морях 177, 178
Зыбь 270, 392

И

Изменения климата 106—108
взаимодействие океана и атмосферы 107, 108
доказательства 106, 107
загрязнение стратосферы 93, 94
климатическая летопись в морских осадках 225—228
моделирование 107
причины 107
Изменения уровня моря 108—110
влияние атмосферного давления 108
влияние ускорения Кориолиса 108
долгопериодные колебания 110
изменчивость во времени 109, 110
изменчивость в пространстве 108, 109
короткопериодные колебания 109
приливы 319—321
расчетные поверхности уровня моря 346
сезонные колебания 109, 110
штормовой нагон 435—437
Индийский океан 118—122
апвеллинг 121, 122
ветровые системы 119
водные массы 120, 121
приливы 122
размеры и рельеф дна 118
соленость и температура воды 120
Измерение влагосодержания 110—114
высушивание 114
газы 110
гигрометры 111
индикаторы и регистраторы точки росы 111
инфракрасное поглощение 113, 114
микроволновое поглощение 113
перегонка 114
поглощение на высоких частотах 112
приборы для жидких и твердых веществ 112
психрометр 110, *335—336*
равновесие 114
химические методы 114
электрическая емкость 112
электрическая проводимость 112
Измерение скорости воздушного потока 114, 115
анемометр 13, 14
заторможенная напорная пластинка 115
кататермометр 115
трубка Вентури 115
трубка Пито 114, 115
экранированная термопара 115
Измерение температуры 115, 116
градуировка и применение приборов 116
индикаторы температуры 116
приборы для измерения 116
термография 116
Измерение характеристик ветра 115
масштаб осреднения 115
направление ветра 115
сила трения о морскую поверхность 247
скорость ветра 115
роза ветров 352
Измеритель продолжительности солнечного сияния 116, 117
Изобара 117
Изовела 117
Изогона 52
Изомагнитная карта 54
Изомагнитные линии 54
Изопикна 117
Изопора 56
Изостерические поверхности 117
Изотаха 117
Изотопы в морской воде 185, 186, 197—199
Изэнтропическая поверхность 117
Ил 222
глобигериновый 222
диатомовый 222
известковый 222
кокколитовый 222
фораминиферовый 220, 222
Инверсия температуры 95—97, *117, 118*
Индекс дискомфорта 396
Иней 352
Инклинометр 57
Инсоляция 122—123
Иод в атмосфере 51—52
Иодистое серебро 415
Ионозонд 123
Ионосфера 123—125, 165
влияние Солнца 388, 389
гелиосфера и фотосфера 124
геомагнитная буря 59, 60
кратковременные геомагнитные вариации 144, 145
магнитосфера и плазмосфера 125
область *D* 123
область *E* 123, 124, 125
область *F* 124, 125
электродинамический дрейф 125

К

Калий в атмосфере 443
Калифорнийский залив 125, 126
Каменная соль 435
Капиллярные волны 127
Карибское море 127
Кармана вихревая дорожка 38, 39
Карта изотерм 127, 128
Карта погоды 128, 129
Кататермометр 115
Кислород, воздух тропосферы 423
давление и геологическая шкала времени 439
дейтерий в морской воде 197, 198
изотопные соотношения 185, 186
объем в сухом воздухе 164
происхождение свободного кислорода 438
распределение в морской воде 193
химия стратосферного озона 25
Климатография 129
Климатология 129—136
биоклиматология 31—35
влияние океана на атмосферу 132
влияние океана на погоду и климат 39
воздействие на климат 42—44
градусо-день 83
динамическая 129
климатическая летопись в морских осадках 225—228
климатические области 135, 136
климатический прогноз 129
климатообразующие факторы 129—135
континентальность 136
распределение осадков на континентах 133—135
региональная 129
роль циркуляции атмосферы 130
связь полей температуры, давления и ветра 132
статистическая
тепловое влияние суши и океана 130
тепловой баланс Земли 129, 130
физическая 129
Климатопатология 31
Климатотерапия 35
Климатофизиология 31
Космические лучи 136—142
в атмосфере 137, 138
возраст излучения 141
возмущения в ионосфере 123
геомагнитные эффекты 138, 139
механизмы ограничения 141, 142
механизмы ускорения 142
обнаружение 137
положение источников 141
происхождение 141, 142
содержание электронов 141
солнечная модуляция 139—140
состав 140, 141
типы детекторов 137
энергетический спектр 137
Котидальная карта 320, 321
Красное море 142—144
аномально горячая соленая вода 143, 144
геология и геофизика 142, 143
глубинная циркуляция 280, 281
осадки 144
«Красный прилив» 213
Кратковременные магнитные вариации 144, 145
геомагнитная буря 59, 60

Л

Лед
блинчатый 243
град 82
заморозок 100
испарение 41
крупа 290
ледяные иглы 290
морской лед 242—244
на суше 145—146
состав глетчерного льда 74
сухой 415
термические константы 77
Ледники 75, 76, 78
Ледниковая эпоха 81
климат 106
Лед суши 145, 146, 242
ледники в прошлом и в настоящее время 145
свойства 145
физические параметры сплошного льда 145, 146
Ледяной остров 146, 147
Ледяные кристаллы 290, 415
Лизиметр 66
Линия сдвига ветра 147
Линия шквала 147, 148
линия сдвига ветра 147
торнадо 404, 405
Ложбина барическая 36
Лунный атмосферный прилив 23, 24

М

Магнитное склонение 52
Магнитные полюсы Земли 52
Магнитопауза 148—149
Магнитосфера 125, *148—150*
геомагнитная буря 59, 60, 150, 151
кратковременные геомагнитные вариации 144, 145
радиационные пояса 150
тороидальная область 149
хвост магнитосферы 149, 150
электродинамический дрейф 125
Макроклиматология 129
Макромасштабные волны на высотах 151
Малый ледниковый период 81
Марикультура 230, 231
Марши 151, 152
виды растений и жизненные формы 152
зоны растительности (сукцессия) 152
мелиорация 152
продуктивность 152
распространенность различных типов 151
условия среды 152
физико-географические особенности 151
Масс-спектрометрия 201
Материковая окраина 203, 208, 432
затопленные бенчи 204
осадки 218—220
провинции 203, 204
структурные бенчи 204, 205
Материковое подножие 432
Мгла 407
Международная индоокеанская экспедиция 62
Международное гидрологическое десятилетие 62, 67
Международный геофизический год 61
Международный год активного Солнца 62
Международный год спокойного Солнца 58, 62
Международный совет научных союзов 61, 62
Международный союз геодезии и геофизики 61
Межправительственная океанографическая комиссия 62
Мезосфера 20, *152, 153*, 165
ветровые системы 153
кратковременная изменчивость 153
наблюдения 153
термическая структура 153
Мезоциклон 84
Мексиканский залив 153—155, 219
Метан в атмосфере 164, 423
Метеорологическая станция 155, 156
плотность наблюдательных сетей 156
типы 155
частота наблюдений 156
Метеорологические приборы 156—158
анемометр 13, 14
барометр 29
гигрометр 63
дождемер 291
измерение содержания водяного пара 41, 42
измерение температуры воздуха 394, 395
измеритель продолжительности солнечного сияния 116, 117
классификация наблюдений 156
метеорологические воздушные шары 156, 157
микробарограф 251
наземная обработка и обмен данными 157
осадкомеры 291, 292
пиргелиометр 102

пирометр 116
практика приземных наблюдений 156
преобразование и передача данных 157
психрометр 41, 110, 111, 335, 336
радиозонды 157
радиолокационные наблюдения ветра 157, 158
снегомер 292, 366
термоанемометр 13, 14
термометр 115, 116
электротермометр 199
Метеорологические ракеты 158—160
Метеорологические спутники 160—164
геостационарные 161
инфракрасные данные 162, 163
использование изображений для анализа погоды 163, 164
обнаружение циклонов 253, 254
оперативная система 161, 162
Метеорологический соленоид 164
Метеорология 61, *164—177*, 248
аналитическая динамическая 174—176
ветер 35—37
взаимодействие океана и атмосферы 37—38
влияние океана на погоду и климат 39
внетропические циклоны 170—171
водяной пар, облака и осадки 166
воздействие на погоду 44—49
воздушные массы, фронты и струйные течения 167, 168
волны и вихри 170
гидрометеорология 70, 71
давление и ветер 165
засуха 100, 101
изэнтропическая поверхность 117
карта погоды 128, 129
климатология 129—136
крупномасштабные погодные системы в тропиках 171
линия сдвига ветра 147
мгновенное состояние атмосферы 173
метеорологическая станция 155, 156
микрометеорология 179, 180
морская метеорология 210—212
напряжение трения 246, 247
обнаружение атмосферных вихрей 251—254
общая циркуляция атмосферы 165, 166, 167
оптические явления 166
погода 299
полярная метеорология 313—315
прикладная метеорология 316, 317
прогноз погоды 323—329
радиация и термическая структура атмосферы 165
радиолокационная метеорология 343—345
синоптическая 128, 167—172
термическая структура атмосферы 165
термодинамические характеристики воздуха 173
тропическая метеорология 406
ускорение и сила Кориолиса 412
физика атмосферы 164—167
фронты и фронтогенез 168—170
циркумполярная аэрология 171, 172
шторм 453—455
электрические характеристики 167
Методика сбора морских биологических проб 177, 178
бактерии 177
бентос 179
зоопланктон 177, 178
методы наблюдений 179
нектон 178, 179
фитопланктон 177
Ми закон рассеяния 21
Микроклиматология 129
биоклиматология 34
Микрометеорология 179—180
исследования турбулентности 180
масштабы изучаемых явлений 179
микрометеорология сельскохозяйственных культур 180—182
области применения 180
Микронектон 73
Микрослой 187, 188
Мираж 182
Молния 182—184, 414
атмосферики 21
гроза 84, 85
гром 85
лидеры и обратные удары 182
оптический спектр 182, 183
подавление разрядов 48
регистраторы атмосферных помех 254
Море 184
Морось 290
Морская вода 184—202
абиогенное регулирование состава 190—192
биохимический круговорот вещества 192
буферный механизм 192
видимость под водой 189
водные массы 195—197
время пребывания химических элементов 426
выброс капель 186, 187
газообмен с атмосферой 188
галогены в атмосфере 51, 52
галоклин 52
изменчивость содержания изотопов 197—199
изотопные соотношения между атмосферой и океаном 185, 186
интенсивность и глубина компенсации 189
как источник энергии и питьевой воды 269
концентрации основных элементов 289
микрослой 187, 188
морской лед 242—244
обмен катионов и анионов 191
обмен количеством движения между атмосферой и океаном 185
образование аутигенных минералов 191
океанография эстуариев 261—265
освещенность 189
отбор проб 199—202
перемешивание и диффузия 195
перенос энергии 188—190
поглощение звука 185, 308
приборы для измерения температуры 199
пропускание звука 190
пропускание света 188—189
распределение гидрохимических характеристик 143, 155, 192—199, 393, 401—404, 429—432
растворенные газы 214
растворенные минеральные вещества 214, 238
растворимость химических элементов 191
соленость 38, 426, 427
тепло и водяной пар 185
термическая структура 193—199
термоклин 397
физические характеристики 184, 185
фотосинтез 426
химический состав 190—192
цвет и прозрачность воды 201, 202
электризация атмосферы 187
электромагнитные поля 189
энергия градиента солености 231
энергия градиента температуры 231
pH и окислительный потенциал 191
Морская геология 202—210
глубоководные желоба 209
дрейф континентов и спрединг морского дна 209, 210
континентальная (материковая) окраина 203—205, 208
океанические котловины 208
океанические поднятия 206, 207
отражение звука от дна 310
подводные вулканы 274, 275
подводные горы и гайоты 303, 304
подводные хребты 209
подводный каньон 311
приборы и методы 207, 208
рельеф дна Атлантического океана 15, 16
рельеф дна Северного Ледовитого океана 355
срединно-океанический хребет 206, 207
строение дна океанов 207—209, 283, 284
физико-географические провинции дна 203—207
Морская метеорология 210—212
взаимодействие океана и атмосферы 211, 212
водяной смерч 211
наблюдения 211
обледенение судов 212
океанские волны 211, 212
пассаты 210
погода на море 210
прокладка судовых маршрутов 212
тропические штормы 210, 211

Морская микробиология 212—213
гетеротрофы 213
динофлагелляты 212, 213, 215
жгутиковые (флагелляты) 212, 213, 222, 292, 293
фаготрофы 213
фототрофы 212, 213
хемотрофы 213
Морская экосистема 213—217
бенталь 216, 217
биота 225, 226
глубоководная фауна 72—74
жизнь в океане 289
марши 151, 152
морская микробиология 212, 213
морская среда 214—216
осадки 217
пелагиаль 216
плодородие морских вод 292—295
Морские осадки 217—230
абиогенные 222
аутигенные 191, 219, 222
биогенные 222, 287, 288
биологические эффекты 316, 317
глубоководные 220—222
древние 222
климатическая летопись в морских осадках 225—228
красная глина 288
летопись колебаний температуры 228
мутьевые потоки 246
обстановка осадконакопления 218—222
осадки шельфа и материкового склона 218—220
отложения материковых окраин 218—220
пелагические 220
пляжевые отложения 334, 335
прибрежные отложения 218
скорость осадконакопления 224, 225
соляные эвапориты 436
терригенные 287
транспорт наносов 224
устройства для отбора проб 228—230
физические характеристики 223
Морские ресурсы 230—232
газ и нефть 288
геологические 232
косвенное использование морских вод 232
минералы 231, 232, 269, 288
пищевые 230, 269
химические 232
энергия 231, 269
Морское рыболовство 232—236
Морской горный промысел 236—242
алмазы 240
гравий 240
железная руда 240
золото 240
месторождения 236—238
растворенные вещества 238
уголь 240
эксплуатация плавсредств 236, 237
Морской гравиметр 207
Морской лед 242—244
Атлантический океан 15
Балтийское море 29
свойства 242
типы и характеристики 243, 244
Южный океан 447
Моря Юго-Восточной Азии 244, 245
приливы 244
рельеф дна 244
циркуляция вод 244
Муссон 245—246
азиатский 119, 245
апвеллинг 14, 121, 122
Муссонное течение 119, 244
Мутьевые потоки 246

Н

Наклономер 104
Намагниченность пород морского дна 209, 210
Напряжение трения 246, 247
в приземном слое 247
давление ветра 247
Напряжение трения над морем 37, *247, 248*
апвеллинг 14, 15
методы измерения 247
океанские волны 270, 271
океанские течения 276, 278
состояние моря 392
Нансена батометр 199
Натрий в атмосфере 442
Науки о Земле 248
Науки о планетах 61
Научно-исследовательские суда 266, 267
Национальная служба спутников для изучения окружающей среды 161
Национальный метеорологический центр 328
Национальный совет специалистов по прикладной метеорологии 317
Национальный центр по ураганам 328
Национальный центр прогнозирования сильных штормов 328
Нектон
распространенность 215
сбор проб 178
Неон в атмосфере 164, 442
Неритическая зона 216
Ночное свечение неба 353

О

Облака 166, *248—251*
воздействие 45, 46
классификация 248—251
перламутровые 20
радиолокационные исследования 344, 345
связь с фронтами 421
серебристые 364
численный прогноз 326
Обледенение 11, 212
Обнаружение атмосферных вихрей 251—254
метеорологические спутники 163, 164, 253, 254
микробарографы 251
прогноз ураганов 411
радиолокационные наблюдения 158, 251—253, 345
регистраторы атмосферных помех 254
сильные грозы 84
Общая циркуляция атмосферы 165, 166, *254—258*
баланс тепловой энергии 257, 258
баланс углового момента 256, 257
засуха 100, 101
глобальный климат 130—134
погода 167—170
средняя циркуляция 255
Океанографические платформы 258, 259
буи 258
стационарные 258
Океанографические суда 259—261
поиск минеральных месторождений 236, 237
тенденции развития 261
типы 259, 260
требования исследователей 260, 261
Океанография эстуариев 261—265
галоклин 52
дельта 87—90
илистые низины и топи 265
крупнозернистые отложения 265
максимум замутненности 264, 265
математическое моделирование 264
осадки 218, 264, 265
отложения во фьордах 265
прогноз поведения сточных вод 263, 264
скорость осадконакопления 224, 225
тонкозернистые отложения 264
топографическая классификация 261, 262
транспорт наносов 224
физическое строение и циркуляция 262, 263
фьорды 263
экосистема 217
эстуарии как среда обитания 264
эстуарии с полным перемешиванием 263
эстуарии с соленым клином 262
эстуарии с частичным перемешиванием 262, 263
Океанология 60, 248, *265—270*
взаимодействие океана и атмосферы 37, 38
внутренние волны 40, 41
волны 270

задачи исследований 268
история развития 266
неустойчивость 270
океанографические станции и съемки 268
океанские течения 270
подводная фотосъемка 299—303
подводные погружения 305—307
подводный звук 307—310
прикладное значение 269
сбор биологических проб 177—179
средняя циркуляция 270
теоретическая 269, 270
турбулентность 270
Океанские волны 270—274
генерация 270, 271
действие ветра на поверхность океана 37
как источник энергии 231
капиллярные волны 127
нелинейные эффекты 273
приборы для измерения волнения 273, 274
прогноз волнения 273
процессы в прибрежной зоне 329—332
состояние моря 392
стохастические модели 271, 272
уравнения движения 271
цунами 428, 429
Океанские острова 274—276
Атлантический океан 15
подводные вулканы 274, 275
сопутствующие подводные структуры 275, 276
Океанские течения 276—283
Атлантический океан 17
Берингово море 30, 31
влияние ветра на поверхность океана 37
глубинная циркуляция 280—282
Гольфстрим 81, 82
зона прибоя 330—332
изменчивость течений 280
измерение скорости 282, 283
Индийский океан 119, 120
источник энергии 231
Карибское море 127
Мексиканский залив 153—155
напряжение ветра 278, 279
окраинные моря 280, 281
основные системы 37
основные уравнения 276—280
поверхностные течения 279, 280, 288
Саргассово море 353
свободный дрейф 283
Северное море 354
Северный Ледовитый океан 356, 358, 359
Средиземное море 393
Тихий океан 398, 399
транспорт наносов 217
Черное море 429
Океаны 283—289
акустический канал в перемешанном слое 309, 310
апвеллинг 14, 15
глубоководная циркуляция 289
жизнь в океане 289
зона акустической тени 310
зоны конвергенции 310
общая циркуляция 288, 289
осадки, полезные ископаемые и источники энергии 287, 288
особенности строения дна 283, 284
приливы 317—323
продуктивность вод 292—294
сброс отходов 269
термоклин 397
транспорт и связь 269
химия и происхождение морской воды 289
эволюция ложа океанов 284—287
Океаны и моря 289, 290
Окраинные моря 280, 281
Орбитальная геофизическая обсерватория 58
Орошение, воздействие на климат 43
Осадки 166, 290, 291
влагозапасы 406
водный баланс 296
вызывание осадков 46—48, 415, 416
географическое распределение 133—135, 294, 314
гидрометеорология 70—71
град 48, 82, 84, 291, 414
гроза 83—85
дождевая тень 93
жидкие 290
засуха 100, 101
измерение количества 344
конденсация в атмосфере 291
механизм образования 413, 414
муссон 245, 246
орографические 71
радиолокационные исследования 343
связь между стоком и площадью водосбора 297
связь с фронтами 421—423
снег 365
твердые 290, 291
физика облаков 413—416
численный прогноз 326
Отношение смеси 39

П

Палеоклиматология 225—228, 315
Палеомагнитные исследования 207, 208, 224, 225
Пальмера индекс 100
Парниковый эффект 44, 130, *292*
Пассаты 210
Пассивный гидролокатор (шумопеленгатор) 69, 70
Песчаная буря 338
Пищевые ресурсы моря 200
Плазмосфера 125
Планктон
биологические виды и водные массы 295
биологическое регулирование состава морской воды 192
виды-космополиты 295
морская микробиология 212, 213
организмы-индикаторы 295
распространенность 215
Плодородие морских вод 292—295
апвеллинг 14
продуктивность и ее измерение 293—294
численность популяций и ее колебания 295
Поверхностные воды 295—299
качество 297—299
распределение мировых запасов 296
формирование речного стока 296
характеристики речных русел 299
Погода 299
влияние загрязнения тропосферы 99
влияние океана на погоду и климат 39
воздушные массы и системы фронт—струйное течение 167, 168
волны и вихри 170
гроза 83—85
жизненный цикл внетропических циклонов 170, 171
континентальность 136
крупномасштабные тропические системы погоды 171
линия сдвига ветра 147
макромасштабные волны на высотах 151
морская метеорология 210—212
муссон 245, 246
общая циркуляция атмосферы 165, 166
осадки и погода 291
полярная метеорология 313—315
прикладная метеорология 316, 317
роль воздушных масс 49, 51
роль давления воздуха 87
синоптическая метеорология 167—172
торнадо 404, 405
фронт 168—170, *420—423*
циркумполярная аэрология 171, 172
Подводная фотосъемка 299—303
Подводное телевидение 302, 303
Подводные вулканы 274, 275
Подводные горы и гайоты 206, 275, *303, 304*
Подводные океанографические аппараты 304, 305
источники энергии 304
научное оборудование 304
нулевая плавучесть 304
проблемы конструирования 304
системы жизнеобеспечения 304, 305
Подводные погружения 305—307

без водолазного снаряжения 305, 418
в жестких скафандрах 305, 416
дыхательные аппараты 306, 419
насыщенные 307, 419
физиология 416—420
Подводные регистраторы давления 274
Подводные хребты 209
Подводный звук 190, *307—310*
гидроакустический буй 64
гидролокатор 68—70
звукопеленгация и определение расстояний (софар) 101
искусственные источники звука 307
ослабление 308
отражение 310
поглощение 185, 308
прием 310
рассеяние 310
рефракция 309
скорость 308
шумовой фон моря 308
эхолот 443, 444
Подводный каньон 311
Подземные воды 311—313
водное зеркало 41, 311
загрязнение 313
инфильтрация 312
источники 312
химический состав 312, 313
Полуприливный уровень 346
Полярная метеорология 313—315
осадки 314
палеоклиматология 315
полярные контрасты 315
радиационный баланс 313, 314
струйные течения 315
Полярное сияние 315, 316
радиационные пояса 340
Поршневая трубка 228—230
Пресная вода: химический состав 427
Прибой 393
Прикладная климатология 129
Прикладная метеорология 316, 317
Приливы 317—323
амплитуда 320, 321
анализ и предсказание 322, 323
Атлантический океан 17—19
атмосферные приливы 23, 24, 91, 322
Берингово море 30, 31
в океане 319—322
гармонический анализ 318, 319
динамика океанских приливов 321, 322
земные приливы 103—106, 322
Индийский океан 122
как источник энергии 231
приливное трение 323
приливные течения 321
приливообразующая сила 318
расчетный уровень моря 346
речные приливы 349
Средиземное море 393
Черное море 429
штормовой нагон 435
Прогноз погоды 323—329
динамическая метеорология 172—176
для сельского хозяйства 363
долгосрочный 327, 328
краткосрочный численный 325, 326
метеорологические спутники 160—164
методы 324, 325—327
обнаружение атмосферных вихрей 251—254
оценки 324
прогноз облачности и осадков 326
прогноз ураганов 411
радиолокационная метеорология 343—345
специализированные прогностические модели 326, 327
среднесрочный 327
статистический 324, 325
центры и службы прогнозов 328, 329
Прогностические бюро службы погоды 329
Программа исследования глобальных атмосферных процессов 62, 71, 107
Проект глубоководного бурения дна 268
Протоносфера 124
Протуберанцы 382—386
Процессы в прибрежной зоне 329—335
вдольбереговой перенос песка 334
волны 329, 330
источник пляжевых отложений 334
механика формирования пляжей 334
осаждение наносов 218—220
течения в зоне прибоя 330
типы пляжей 332
транспорт наносов 224
формирование ячеек циркуляции 331, 332
Психрометрия 336—338
абсолютная влажность 337
графическое представление данных 336
относительная влажность 337
температура смоченного термометра 336, 337
температура сухого термометра 336
точка росы 337
суммарная теплота 337
энтальпия сухого воздуха 337
Пыльная буря 338

Р

Радиационные пояса 150, *338—341*
влияние на космические корабли 341
движение заряженных частиц 338
изменения во времени 339, 340
искусственные пояса радиации 340
происхождение и утечка частиц 340
связь с другими явлениями 340—341
Радиация 341
земная 102, 292
обмен теплом между океаном и атмосферой 185
солнечная 102
тепловая 102
ультрафиолетовая 32, 123, 124
Радиоактивные выпадения 341, 342
из тропосферы и стратосферы 342
локальные 342
радиоактивные продукты 342
расчет скорости осадконакопления 224, 225
сбор проб 343
ядерный взрыв 341
Радиолокационная метеорология 343—345
доплеровский радиолокатор 343
измерения ветра 345
измерения осадков 344
обнаружение атмосферных вихрей 251—253
обнаружение гроз 84
образование облаков и осадков 344, 345
прослеживание гроз 158
торнадо и ураганы 345
эхосигналы от неметеорологических мишеней 345
эхосигналы от частиц воды и льда 343
Радиолярии 72
Радон в атмосфере 164
Радуга 345
Разрывные течения 330—332
Ракообразные 73
Расчетные поверхности уровня моря 346
средний уровень моря 346
Река 346—348
бор 35
дельта 87—90
качество воды 348
лед 242
океанография эстуариев 261—265
регулирование стока 348
режим стока 347, 348
терминология 346, 347
Реликтовая вода 312
Речные приливы 349
Риф 349—352
атолл 27—28
барьерный 349, 351, 352
биогенный 349
коралловый 349, 352
окаймляющий 349, 352
столовый 349
Роза ветров 352
Роса 352

С

Самописцы уровня моря 273, 274
Саргассово море 353
Свечение атмосферы 353
  свечение дневного неба 353
  сумеречные свечения 353
  эмиссии натрия 442
Северное море 354
Северный Ледовитый океан 355—360
  водные массы 356, 360
  водо- и теплообмен 360
  ледяной остров 146
  рельеф дна 355
Североатлантическая глубинная вода 17, 281, 282, 356
  изотопные соотношения 197
Североатлантическая донная вода 281
Северо-Западный проход 361
Северотихоокеанская промежуточная вода 281
Сезонный термоклин 397, 398
Сейсмический океанический хребет 209
Сейсмология 60
  исследования океанического дна 207
Сейши 362
  внутренние 362
  эффект Кориолиса 362
Сельскохозяйственная метеорология 362—364
  болезни растений и вредители 363
  вегетационный период 363
  ветер 363
  заморозок 100, 363
  засуха 100, 101
  микрометеорология сельскохозяйственных культур 180—182
  опасные погодные условия 363
  основные задачи 362, 363
  турбулентность и неконтактные измерения 363—364
  эффективность использования влаги 363
Сера 240, 423—425
Серебристые облака 364
Сине-зеленые водоросли 212—213
Синоптическая климатология 129
Синоптическая метеорология 167—172
  анализ карт погоды 128
  внетропические циклоны 170—171
  воздушные массы и системы фронт—струйное течение 167—168
  волны и вихри 170
  крупномасштабные погодные системы в тропиках 171
  общая циркуляция атмосферы 165—166
  фронты и фронтогенез 168—170
  циркумполярная аэрология 171—172
Сирокко 365
Смог 365, 407
Снег 290, *365*
  географическое распределение 365
  испарение 42
  компоненты ледников 74—75
  образование снежных кристаллов 290, 365
  осадкомеры 292
  плотность 365
  пробоотборник 366
  снеговой лизиметр 66
  снежные мелиорации 65—67
  снежный покров 66, 67, 75
  термические константы 76, 77
  термическое влияние 365
  физика облаков 413—416
Снеговая линия 75, *365, 366*
Снегосъемка 366—367
Снежное и фирновое поля 367
Солнечная постоянная 367, 374
Солнечная энергия 367—373
  ветровая энергия 369, 370
  гидроэнергия 368, 369
  инсоляция 122, 123
  ионосфера 123—125
  использование в сельском хозяйстве 370
  климатообразующие факторы 129—135
  микрометеорология сельскохозяйственных культур 181
  парниковый эффект 292
  поглощение поверхностью моря 39
  промышленное использование 370—372
  тепловой баланс системы Земля—атмосфера 396, 397
Солнечное излучение 374
  измерительные устройства 102
Солнечно-тепловые установки 371—372
Солнечные телескопы
  дисковые 389
  коронограф 389
Солнце 373—392
  атмосфера 374—375
  возмущения ионосферы 123
  вспышки 384—387
  гало 51
  гелограф 116
  гелиофизика 375—376
  излучение 374
  измеритель продолжительности солнечного сияния 116—117
  инсоляция 122—123
  корона 378—380, 386—387
  коронограф 389
  магнитосфера 148—150
  приливы 317—323
  протуберанцы 382
  пятна 375, 380, 381
  солнечная активность 380—389
  солнечная модуляция космических лучей 139—140
  солнечная постоянная 367
  солнечная энергия 367—373
  солнечно-земные связи 387—389
  солнечный ветер 139, 140, 380
  спектрогелиограф 391
  спектрограф 389, 391
  строение 374—380
  устройства для измерения излучения 102
  флоккулы 382—384
  фотосфера 376, 377
  хромосфера 377, 378
  12-часовые солнечные колебания 23
  24-часовые солнечные колебания 23
Состояние моря 392
  ветровые волны 392
  зыбь 392
  обрушивание волн 392
  смешанные волны 392
Спрединг океанического дна 209, 210
  эволюция океанического дна 284, 286, 287
Средиземное море 280, 393
Срединно-Атлантический хребет 15, 17, 206, 107, 285
Срединно-океанический хребет 118, 206, 209, 284
  дрейф континентов 209
  провинции свода 206, 207
  провинции склона 207
Стратосфера 20, 165, *394*
  возмущения стратосферного слоя озона 26
  галогены 52
  загрязнение 93, 94
  метеорологические ракеты 158—160
  последствия загрязнения 97, 98
  радиоактивные выпадения 342
  стоки 95
  тропопауза 406
Струйное течение 394
  значение для авиации 10
  изменчивость 394
  изотаха 117
  полярные районы 315
  турбулентность при ясном небе 408
  характеристики 394
Субантарктическая промежуточная вода 17, 445
Субарктическая донная вода 17
Субтропическая поверхностная вода 121
Судно для глубоководного бурения 259
Сферический гармонический анализ 55, 56

Т

Тектоника плит 284
Тектонофизика 60
Телескопы 389
Температура воздуха 394—396
  биоклиматология 33, 34
  градусо-день 83
  заморозок 100
  земное излучение 102

  изменения с высотой 396
  измерение 394, 395
  изэнтропическая поверхность 117
  инверсия 117, 118
  карта изотерм 127, 128
  континентальность 136
  причины изменения 345
  рассеяние загрязнений 95
  смоченный термометр 336, 337
  строение атмосферы 19—20
  суточные колебания 395
  сухой термометр 336
  температурно-влажностный индекс 396
  точка росы 405
  туман 407
  фронт 420—423
Тензометр 104, 105
Теоретическая океанология 269, 270
  волны 270
  неустойчивость 270
  океанские течения 270
  средняя циркуляция 270
  турбулентность 270
Тепловой баланс системы Земля—атмосфера 165, *396, 397*
  баланс тепловой энергии 257, 258
  взаимодействие океана и атмосферы 37
  воздействие на климат 44
  глобальный климат 129, 130
  парниковый эффект 292
  полярные районы 313, 314
  роль морского льда 447
  температура воздуха 394—396
Тепловой купол над городом 43
Термография 116
Термоклин 397
  главный 397
  колебания изотерм 193—194
  постоянный 397
  роль циркуляции и границ 194—195
  сезонный 397
Термосфера 21
Течение Восточных ветров 445
Тихий океан 398—404
  водные массы 196—197
  поверхностные течения 398—399
  распределение гидрохимических характеристик 401—402
  соленость и температура 399—401
Торнадо 404—405
  воздействие на торнадо 48
  обнаружение атмосферных вихрей 251—254
  радиолокационные наблюдения 345
  сильные грозы 84
Точка росы 39, 110, *405*
  гигрометр 63
  индикаторы и регистраторы 111
  температура 41, 336, 337
  туман 407
Трансарктическое течение 356
Тритий в морской воде 186
Тропическая метеорология 406
  внутритропическая зона конвергенции 406
  волны в пассатах 406
  глобальный источник тепла 406
  крупномасштабные погодные системы 171
  осадки и влагозапасы 406
  пассаты 210
  сильные грозовые шквалы 406
  тропические циклоны 406
  ураган 409—412
  шторм 433—435
Тропопауза 10, 11, 20, 406
Тропосфера 165, 405, *407*
  галогены 52
  последствия загрязнения 98, 99
  радиоактивные выпадения 342
  состав воздуха 423
  стоки 95
  фронт 420—423
Туман 407
  над морем 210
  накопление загрязнений 96, 97
  образование 407
  видимость 9
  рассеяние 45
  смог 365
  точка росы 405
Турбулентная диффузия 195
Турбулентность воздуха 9—10, 407—409
  в верхней атмосфере 92
  значение для сельского хозяйства 363, 364
  исследования и применение результатов 180
Турбулентность при ясном небе 10, *407—409*

У

Углекислый газ 166, 438
  биоклиматология воздуха 32—33
  круговорот углерода 424, 425
  обмен между атмосферой и океаном 188
  отравление при погружении 417, 418
  скорость фотосинтеза 181
  щелочность морской воды 192
  эволюция атмосферы 441, 442
Ураган 166, 171, 210—211, *409—412*
  возникновение 184
  защитные мероприятия 185, 186
  искусственное воздействие 48
  источники и превращения энергии 183, 184
  обнаружение 251—254
  прогноз 411
  радиолокационные наблюдения 345
  строение и движение 409, 410
  тропические циклоны 406
Уранинит 439
Урбанизация: влияние на климат 43, 44
Ускорение и сила Кориолиса 412
  геострофический ветер 60
  градиентный ветер 83
  изменения уровня моря 108
  приливные течения 321
  сейши 362
  фронтогенез 423
Уэдделла море 281, 446, 447
Уэдделла—Скоша зона слияния 446

Ф

Фатометр см. *Эхолот*
Физика облаков 413—416
  возникновение ливней 414
  искусственное вызывание дождя 415
  механизм образования и выпадения осадков 413, 414
  образование облаков 413
  осадки из слоистых облаков 414
Физиология подводных погружений 416—420
  азотный наркоз 417
  влияние давления 416, 417
  всплытие с подводной лодки 418, 419
  действие гелия 417
  жидкостное дыхание 419, 420
  кессонная болезнь 418
  насыщающие погружения 419
  ныряние с задержкой дыхания 418
  отравление углекислым газом 417, 418
  погружения в акваланге 419
  токсичность кислорода 417
Фильтр интерферренционный 391
Фирн 74, 367
  компоненты ледников 74
  линия 366
  нивальный пояс 75
  термические константы 77
Фитопланктон 212, 213
  виды-космополиты 295
  продуктивность океанов 292, 293
  распространенность 215
  сбор проб в море 177
Флоридское течение 17, 155, 279
Фораминиферы 72, 215, 225—227
Фотосинтез 181
Фотоэлектрическая система 372
Фронт 49, 166, *420—423*
  арктический 168
  значение для погоды 168—170
  линия сдвига ветра 147
  накопление загрязнений 97

полярный 168, 422
теплый 169, 170, 421
тропический 168
фронтальная зона 421
фронтальная поверхность 421
фронтальные волны 421
фронтальные штормы и погода 434
фронтогенез 168—170, 422, 423
холодный 169, 170, 421, 422
Фторуглеводороды 93, 94
Фьорд 263, 265

Х

Химия атмосферы 423—425
галогены в атмосфере 51, 52
модели 424
редкие и другие газы 440, 441
состав атмосферы 20, 423, 424
химические циклы 424, 425
Химия вод гидросферы 425—428
бессточные водоемы 428
воды океанов 426, 427
пресные воды и дождь 427—428
химические факторы 214
Хлор в атмосфере 51—52, 425
Хлорфторметаны 26, 93

Ц

Циклон 35—36, *428*
внетропический 433—435
волновой 421
динамические процессы 433
основные пути 434
роль в энергетическом балансе Земли 435
торнадо 404—405
ураган 409—412
фронтальные штормы и погода 434
фронтальные волны 421—422
цикл жизни внетропических циклонов 170—171
циклоногенез 433, 434
Циркумполярная глубинная вода 446
Цунами 428—429
береговые эффекты 429
возникновение 428
методы прогноза 429
распространение в открытом море 428

Ч

Черное море 429—432
биология 431
геологическая история 431
циркуляция вод 281, 429
Чинук 432
Численный прогноз погоды 325—327
краткосрочный 325, 326
прогноз крупномасштабных процессов 326
прогноз облачности и осадков 326
расчеты климата 326
специализированные прогностические модели 326, 327

Ш

Шельф и материковый склон 208—209, *432, 433*
осадки 218—220
подводный каньон 311
поиск полезных ископаемых 236
транспорт наносов 224
Шквал 433
радиолокационные наблюдения 344
штормовой нагон 435
Шторм 433—435
антициклоны умеренной зоны 434
атмосферики 21
волновой циклон 421
гроза 83—85
динамические процессы 433, 434
значение в энергетическом балансе Земли 435
нагон воды 435
обнаружение 251—254
основные пути циклонов 434
торнадо 404, 405
ураган 409—412
фронтальные штормы и погода 434
циклон 428
электрическая активность 22
Штормовой нагон 435

Э

Эвапориты 435—437
геологические условия залегания 437
морских бассейнов 436
неморские 437
теория происхождения 436
шельфовые 436
Эвапотранспирация 41, *437, 438*
гидрометеорология 70, 71
измерение 437, 438
микрометеорология сельскохозяйственных культур 181
Эволюция атмосферы 438—442
биологические данные 439
геологические данные 439
данные об эмиссии газов 439—440
происхождение свободного кислорода 438, 439, 440
три стадии эволюции 441, 442
Экваториальная поверхностная вода 120
Экваториальное подповерхностное течение 280
Экваториальное противотечение 17, 119, 280, 398
Экваториальные течения 288, 398, 399
Эмиссии щелочных металлов 353, 442, 443
Энергия ветра 369, 370
Эрозия ледниковая 79
Эффективная температура теплоощущений человека 443
Эхолот 69, *443, 444*

Ю

Ювенильная вода 312
Юго-западный муссон 119
Южный океан 444—448
водные массы 445, 446
донные осадки 447, 448
морской лед 447
океанографические исследования 444
рельеф дна 445
течения 445

Энциклопедия

Океан — Атмосфера

Редакторы: О. Э. Александрова, О. В. Лапина, О. Д. Рейнгеверц. Художник И. Г. Архипов. Художественные редакторы: В. В. Быков, Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректоры: Л. Б. Лаврова, Л. И. Хромова.

ИБ № 1484. Сдано в набор 16.03.83. Подписано в печать 06.10.83. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 58,0. Кр.-отт. 58,0. Уч.-изд. л. 89,46. Тираж 3000 экз. Индекс МОЛ-176. Заказ № 125. Цена 6 р. 40 к.

Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.