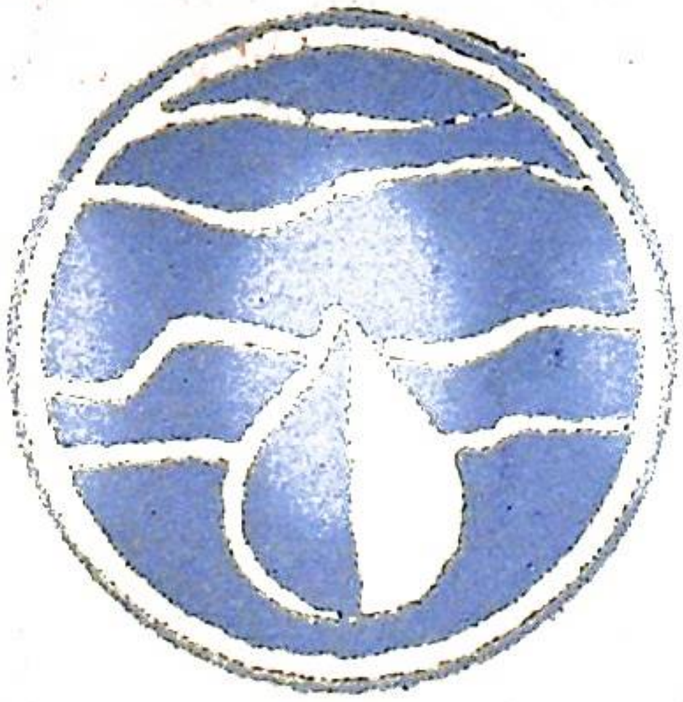
11-7-27
39



ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА



Махачкала 1989

П141

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАГЕСТАНСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Вып. 39

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА

(сборник статей)

Махачкала 1989

УДК 556.3(470.67)

АННОТАЦИЯ

В сборнике представлены статьи, отражающие результаты гидродинамических и гидрогеологических исследований подземных вод Дагестана и прилегающих территорий Восточного Предкавказья. Определены актуальные проблемы изучения и освоения ресурсов подземных вод, рассмотрены особенности формирования подземного стока глубоких структурных горизонтов. Приведены данные по тепловому режиму, изотопному составу пластовых флюидов и горных пород, дана оценка влияния различных факторов на формирование и размещение месторождений полезных ископаемых.

Сборник рассчитан на гидрогеологов, геологов, геохимиков и специалистов, занимающихся изучением и освоением ресурсов подземных вод.

Отв. редакторы *М. К. Курбанов, Д. А. Дибиров,*
В. В. Суетнов (председатель),
Д. А. Мирзоев (зам. председателя),
В. А. Агамов, Г. Г. Бунин, Т. Г. Жгенти, С. А. Каспаров,
Г. К. Керимов, Р. А. Левкович, А. М. Магомедов,
В. М. Пирбудагов, К. Г. Самышкина, У. Т. Темирбекова,
Т. Б. Гаджиева (отв. секретарь)

П/11512
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник посвящен основным проблемам гидрогеологии и геодинамики Дагестана и прилегающих территорий. Все статьи, помещенные в сборнике, представляют собой результаты исследований, проводимых в научно-исследовательских и производственных организациях региона геолого-геофизического профиля. Ряд статей развивает новые научные идеи, возникшие в геолого-геофизических кругах Дагестанского филиала АН СССР за последние годы на базе синтеза гидрогеологических, геотермических и сейсмологических исследований. Речь идет о роли флюидов в сейсмотектонических явлениях, возобновляемости геотермальных ресурсов за счет дегазации мантии и седиментагенеза глинистых толщ, формировании глубинной гидрогеотермосферы и геологических котлов; обосновании наличия горячей точки на Кавказе. Большое внимание уделяется процессам вертикального тепломассообмена в земной коре в колебаниях уровенного режима внутренних морей, в частности Каспийского моря. Делается попытка типизации флюидизированных структур в геолого-историческом плане, рассматривая при этом АВПД как показатель активных субвертикальных гидродинамических связей данной структуры с глубинной гидросферой и затрудненностью гидродинамических связей с вышележащими пластами. Определенное внимание уделяется процессам динамики подземных вод в формировании газонефтяных залежей.

Представленные статьи неравнозначны по профилю, научному уровню и обоснованностью фактическим материалом. Авторы новых теоретических концепций не считают выдвинутые ими идеи доказанными, а преследуют цель привлечь к ним внимание широкой научной общественности. В ряде статей обсуждаются методические вопросы изучения геофильтрационного поля, динамики подземных вод и, на наш взгляд, полученные цифры субмаринной разгрузки слабо термальных подземных вод заниженные, ибо сторонников значимости роли подземного стока в уровенном режиме Каспия становится все больше в гидрогеологических кругах страны. Статьи общегеологического, гидрохимического профилей, а также, работы, посвященные минеральным водам, в том числе смежных с Дагестаном областей, дополняют сборник новыми гидрогеологическими сведениями, представляющими интерес для их рационального использования и охраны.

В. В. СУЕТНОВ

НЕКОТОРЫЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОТЕРМИИ

Основной эффект ускорения академической науки — в её революционизирующем воздействии на прикладную сферу, которая в свою очередь является важнейшей основой обратной связи с фундаментальными исследованиями, источником оценочных критериев эффективности таких разработок. Это положение в полной мере относится и к такой зарождающейся отрасли народного хозяйства, как геотермальная индустрия. Длительное топтание на месте, недостаточный научно-технический уровень технологических решений пока составляют характерный фон развития этой отрасли. Решительные сдвиги, очевидно, возможны лишь на основе достижений фундаментальных исследований в области гидрогеотермии, что особенно важно применительно к проблемам обширных невулканических областей.

Очевидно, что экономика указанной отрасли может быть рентабельной лишь в том случае, если высокопараметрический теплоноситель недр будет максимально приближен к дневной поверхности, а его запасы достаточны для устойчивой эксплуатации. Таким образом, на первый план выступают проблемы как локальных очагов тепла, так и ресурсов теплоносителя.

В Дагестане сформировалась школа геофизиков и гидрогеологов (С. А. Каспаров, М. К. Курбанов, Р. А. Левкович и др.), которая для решения указанных проблем предлагает оригинальные подходы применительно к специфическим особенностям невулканических районов.

Отличительной чертой этих районов является большая мощность неконсолидированных осадочных пород, в которых генерируются такие интенсивные геологические процессы как грязевый вулканизм и сейсмичность. Энергетическая напряженность указанных процессов не только не уступает магматическому вулканизму, но если учесть вовлекаемые огромные объемы теплоносителя даже превосходят его. С учетом этой специфики в Дагестане сложилось новое научное направление: геодинамика и геоэнергетика интенсивных геологических процессов.

Термоаномалии и очаги тепла. На территории Прикаспийской низменности в пределах Дагестана пробурено свыше 1000 глубоких скважин. Несмотря на крайнюю неравномерность размещения по площади этих точек, термодинамические условия осадочного чехла до глубины 5 км здесь изучены достаточно хорошо. В частности, по данным глубокого бурения почти на всей территории верхняя часть осадочного чехла сложена тремя толщами терригенных и карбонатных пород: надмайкопская водоносная толща, майкопская глинистая толща и подмайкопская водоносная толща. Тепловой режим каждой из названных толщ имеет существенные особенности. На фоне нормального распределения температур по глубине залегания пластовых водоносных систем термоаномалии в надмайкопской и в подмайкопской толщах возникают по разному. В частности, в надмайкопской толще термоаномалии формируются в границах локальных антиклинальных нефтегазоносных или водоносных структур благодаря эффекту гидроинтрузии: вторичная емкость коллекторов в границах антиклинальных структур заполнена жидкими и газообразными теплоносителями (флюидами), которые изначально обладали более высокими тепловыми параметрами по сравнению со скелетом горных пород. В результате современные температуры здесь на 15—20°С выше нормального теплового фона на данной глубине. Месторождения термальных вод указанного типа — Махачкала, Избербаш, Тернаир и др. с температурой теплоносителя до 100°С послужили основой для успешного развития низкопараметрической геотермальной энергетики в Дагестане. Однако такого рода месторождения не в состоянии обеспечить принципиальный переход от достигнутого уровня геотермальной энергетики к геотермальной индустрии, которая предполагает высокие параметры теплоносителя, высокие требования к его «чистоте» и, наконец, гарантированную обеспеченность ресурсов теплоносителя на длительный срок эксплуатации.

В подмайкопской толще наряду с термоаномалиями в рамках брахиантиклиналей формируются локальные очаги тепла принципиально иного типа: емкостью в них служат трещины растяжения в зонах дилатансии, где деформация массива горных пород носит противоречивый характер (расширение от сжатия). Условия дилатансии закономерно возникают при двустороннем косом сдвиге в осевых частях миндалевидных блоков, которые со всех сторон ограничены деформациями сдвигов, сдвиго-надвигов, сдвиго-сбросов. При этом сама зона дилатансии классифицируется как деформация типа сдвиго-раздвиг. Последняя развивается в несколько стадий: на первой стадии происходит интенсивное приращение объема, что приводит к формированию обширных сводовых поднятий. Характерный пример — Астраханский свод, имеющий в плане миндалевидную геометрию. Первая стадия характеризуется интенсивной флюидизацией зоны растяжения. Здесь имеет место принудительная мобилизация флюидов из обширных массивов по типу вакуумирования. Многократное увеличение свободной поверхности трещин растяжения создает идеаль-

ные условия для перехода петротермальной энергии в гидротермальную.

На втором этапе, когда приращение объема полностью компенсирует избыточный тангенциальный стресс, происходит обрушение свода с образованием синклинальной вдавленности. Внешне такие морфоструктуры выглядят как синклинальные платообразные возвышенности. Горный массив при этом испытывает изотермическое сжатие: тепловая энергия, снятая с горных пород по типу теплового насоса преобразуется в высокие температурные параметры флюида (до 200—240°С). Термоаномалии такого рода, вернее, тепловые котлы, или очаги тепла, одновременно являются емкостями для накопления уникальных запасов высокопараметрического теплоносителя. Именно такого рода «котел» был вскрыт на глубине 5,5 км вблизи сел. Тарумовки (ДАССР) во время бурения параметрической скважины.

Комплексный морфоструктурный и геодинамический анализ передовой складчатости Дагестана позволил картировать зоны растяжения и сжатия по мезозойскому структурному этажу. Характерно, что эта область является ареной разнообразного проявления малых грязевулканических форм голоценового возраста (грифоны, бугры, сальзы) и весьма интенсивной сейсмичности (8 сильных землетрясений за последних 15 лет). Более того, многочисленные гидротермальные поля и аномально высокий тепловой поток дополняют уникальную характеристику этой области. Структуры типа сдвиго-раздвигов выявлены двух порядков: раздвиги первого порядка являются структурами корового заложения, осадочный чехол над ними образует обширные синклинальные плато, окруженные зонами сжатия в виде антиклинальных зон; раздвиги второго порядка формируются как трещины растяжения поперек антиклинальных зон, каждая из которых представляет собой четковидную цепь брахиантиклиналей типа Селли-Гаша. Интересно, что гидротермальные поля и грязевулканические проявления локализованы на раздвигах второго порядка (гидроинтрузии), а очаги мелкофокусной сейсмичности локализованы на раздвигах первого порядка. Это обстоятельство послужило основанием для разработки флюидной модели мелкофокусных очагов сильных землетрясений. Основной вывод из этих представлений состоит в том, что локальные очаги тепла, очаги сейсмичности и очаги грязевого вулканизма имеют принципиальную общность, различие их лишь в способах реализации энергии интенсивных процессов. Для объединения указанных явлений было введено новое понятие — «тепловой вулканизм». Тиксотропное состояние вещества в очаге объясняет природу этого единства: при переходе гелеподобного вещества в золь со взрывообразным отделением пластификатора (воды) зарождается сейсмическая волна, глинистая пульпа нагнетается в смежные зоны сжатия, а парообразный пластификатор прорывается вплоть до дневной поверхности, образуя гидротермальные поля. Эти же явления

объясняют катастрофическое падение вязкости в очагах сильных землетрясений.

В практическом плане это означает, что очаги сильных землетрясений представляют собою весьма перспективные объекты для развития на их базе геотермальной индустрии. Однако в поисковом плане еще более перспективными представляются обширные массивы горных пород в рамках зоны дилатансии. Поэтому в качестве объектов для постановки геолого-разведочных работ на очаги тепла рекомендуются раздвиги первого порядка, а в пределах этих структур наиболее проницаемые элементы в виде диагональных трещин растяжения.

Одна из таких структур расположена в пределах Дагестанского клина, она известна как Экибулакский грабен. Именно здесь на глубине 15—20 км локализован очаг Дагестанского землетрясения 1970 г.

Выполненные ранее здесь гравиразведочные работы показали весьма низкие (близкие к нулю) значения горизонтального градиента силы тяжести, что является показателем высокой степени флюидизированности этого раздвига. Такого рода структуру гравитационного поля можно представить как флюидный диапир, уходящий корнями в коровые глубины. Здесь с наибольшей вероятностью осуществляется связь между доступной и глубинной гидросферами. Так возникает вторая из рассматриваемых нами проблем — ресурсы теплоносителя.

Проблемы возобновляемости ресурсов теплоносителя. Ресурсы подземного тепла, несомненно, являются возобновляемыми, однако, в отношении теплоносителя (воды) такая постановка всегда подвергалась сомнению. Из признания круговорота воды в природе почему-то не вытекало признание возобновляемости ресурсов термальных вод. Ювенильная составляющая подземного питания современной наукой признается в крайне ограниченных масштабах. Все эти ограничения вызывают осторожный подход к геотермальной энергетике. Между тем в ряде фундаментальных исследований в прошлом (С. М. Григорьева, Дёрпгольца, Л. Н. Еланского) высказывалось предположение о существовании внутри коры слоя глубинной гидросферы, масштабы которой настолько велики, что доступная нам гидросфера составляет только малую ее долю. Обмен между этими двумя сферами можно представить как процесс подпитывания доступной гидросферы через локальные окна разгрузки или флюидные диапиры, одно из обязательных условий существований которых является высокая проницаемость коры в условиях растяжения.

Вывод о возобновляемости ресурсов подземной гидросферы имеет принципиальное значение, т. к. это коренным образом меняет отношение к промышленной энергетике на базе термальных вод.

Высокие параметры теплоносителя, масштабность глубинной гидросферы, возобновляемость ресурсов делают ее самым важным фактором, на базе которого можно уверенно развивать гео-

термальную индустрию будущего. Техника и технология сверхглубокого бурения пока позволяют вскрыть глубинную гидросферу лишь в точках максимального приближения ее к дневной поверхности, т. е. в зонах растяжения. Наличие глубинной гидросферы подтверждается геофизическими исследованиями: внутрикоровой волновод в пределах Дагестанского клина в зоне высокой проводимости залегает на глубинах 15—20 км (флюидный диапир).

На этом основании были даны рекомендации для постановки сверхглубокого бурения на таких геоструктурах как Экибулакский грабен, Каранайаульская и Бильгадинская мульды. Разработан комплекс методов и аппаратуры для геофизических исследований структур такого типа: терморазведка МВТП, дипольное зондирование методом становления поля с использованием промышленного тока, электроразведка в варианте естественной поляризации и другие.

Таким образом, наиболее важные аспекты гидротермальной проблемы находят положительное решение и можно с уверенностью утверждать, что в невулканических районах есть очаги тепла и ресурсы теплоносителя в них являются возобновляемыми.

М. К. КУРБАНОВ

О КОНЦЕПЦИЯХ КОРОВОЙ ГИДРОГЕОТЕРМОСФЕРЫ В ТЕРСКО-КАСПИЙСКОМ ПРОГИБЕ И ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ ЗЕМЛИ НА КАВКАЗЕ В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Анализ геолого-геофизических, гидрогеохимических, палеогидрогеологических условий и экспериментальных петрофизических данных, а также результатов глубокого и сверхглубокого бурения привел нас к заключению о возможности формирования и прогноза на глубинах от 5—7 до 10—15 км очагов коровой гидрогеотермосферы (КГГ), в зависимости от термобарических условий в Северо-Кавказско-Каспийском регионе.

Под КГГ подразумеваются глобально-региональные диссипативные гидрогеологические структуры, представленные флюидизированными породами, которые благодаря высоким термобарическим условиям сплошь пронизаны трещинами гидроразрыва и характеризуются упруго-напряженным пластичным состоянием. В отличие от подземной гидросферы, под которой подразумевается внутриземная оболочка Земли, которая включает в себя все физико-химические виды внутриземных вод, коровая гидрогеотермосфера представляет собой локализованные гидрогеологические структуры земной коры, размеры, мощность и глубина залегания которых определяются термическим режимом и геолого-тектоническими условиями конкретного региона. Подобные слои под названием «Глубинная гидросфера» были выделены в начале 60-х годов Л. Н. Еланским (1, 2), где он подразделил гранитный слой земной коры Куйбышевского Поволжья на две части: верхний — гранито-гнейсовый и нижний — глубинную гидросферу, а базальтовый слой заменил серпентиновым. Основанием для выделения глубинной гидросферы послужило наличие аномальных зон — волноводов, высокопроводящих слоев в нижней части «гранитного» слоя, которые достаточно четко выделялись по результатам глубинного сейсмического (ГСЗ), геоэлектрического зондирования и гравиметрии. Следует отметить, что еще в 50-х годах Б. Гутенберг, а позднее Ю. Н. Годин высказали предположение о наличии внутри гранитного слоя волновода, помимо ранее обнаруженного в основании земной коры глобального волновода.

В 1960 году Л. Н. Еланским была выдвинута гипотеза, согласно которой обнаруживаемые в геофизических полях аномалии в основании гранитного слоя Куйбышевского Поволжья на глубинах 10—20 км представляют собой флюидизированные слои. Подобные аномальные слои методами ГСЗ, МТЗ и гравиметрии были обнаружены во всех континентах и регионах нашей страны, в частности: на Урале, в Забайкалье, Дальнем Востоке, Туркмении, Карпатах, Украинском щите, Якутии, а также на западе США и Канады, в Европе, Южной Африке, Австралии и т. д. Глубина залегания указанных слоев колеблется от 8—10 до 20—30 км, чаще всего составляет 10—20 км. Мощность проводящих слоев составляет несколько км, удельное сопротивление несколько ом.м. Для этих зон характерны разуплотненность кристаллических пород, высокая проницаемость и электропроводность, что объясняется насыщенностью их высокоминерализованными гидротермальными растворами.

В качестве главного фактора формирования КГГ рассматривается пластовая температура, непрерывный рост которой с глубиной приводит к многопорядковому усилению хаотически-трансляционных движений молекул воды и уменьшению вязкости флюидов. При высоких температурах и длительном временном воздействии на водонасыщенный пласт массовые скачкообразные движения молекул воды становятся существенным проявлением внутрипоровой энергии водонасыщенных пластов и могут привести к деформациям структурных и кристаллических связей между частицами горных пород.

В результате горные породы, в том числе граниты, базальты, осадочные, глинистые и карбонатные породы подвергаются микротрещиноватости. Емкостные и фильтрационные свойства их

растут, объем увеличивается. Все это приводит к стиранию границ между коллекторами флюидов и водоупорами. В кровле КГГ по-видимому формируются водоупорные барьеры, благодаря изменению термобарических, следовательно и гидрогеохимических условий. Таковы вкратце теоретические предпосылки концепции о КГГ, которая вытекает по существу из учения В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова и Ф. А. Макаренко о подземной гидросфере. При этом не исключается, что колебания уровня Каспийского моря, который поднялся на 1,5 м за последние 10 лет (от −29,01 в 1977 до −27,47 м в 1988 г.) связаны с усилением процессов разгрузки КГГ в результате геотектонических процессов сжатия Кавказско-Каспийского региона. Предполагается при этом, что Туранская плита испытывает процессы разуплотнения, что усугубляет процесс высыхания Арала. Таким образом, различные фазы одного и того же процесса геодинамического развития зон альпийского тектогенеза и молодых платформ Юга СССР возможно приводят к повышению уровня Каспийского и резкому понижению уровня Аральского морей. Следовательно, с целью предотвращения огромного ущерба от повышения уровня Каспия и спасения от окончательной гибели Арала следует рассмотреть вопрос о соединении их путем строительства Каспийско-Аральского канала с регулируемым стоком производительностью до 10—15 км³/год протяженностью 400 км.

В качестве фактического материала о реальном существовании КГГ можно рассматривать результаты глубокого и сверхглубокого бурения.

Исследования процессов активизации сейсмического режима, имевшие место в Восточном Кавказе за последние 20—25 лет выявили на глубинах 8—10 и 15—20 км региональные сейсмогенерирующие слои и показали, что сейсмические явления в регионе сопровождаются флюидодинамическими, газогеохимическими, геотермическими и геофизическими эффектами. Это позволило нам в 1976 г. выдвинуть концепцию о формировании естественных геотермических котлов в узлах глубинных разломов и очагах мелкофокусных землетрясений на доступных бурению глубинах, что исходит из флюидного механизма последних (5). Даже незначительные сейсмические толчки могут привести к кратковременным фазовым превращениям глубинных флюидов, что приводит к нарушению неустойчивого равновесия гидротермальных систем и лавинообразному выделению энергии. В результате осуществляется субвертикальный тепломассоперенос по зонам деформаций и постепенно формируются очаги КГГ в вышележащих водоносных горизонтах вплоть до поверхности земли. Это приводит к формированию в осадочной толще аномальных гидротермальных полей контрастных по температуре, пластовым давлениям, химическому, микрокомпонентному, изотопному составу подземных вод и геофизическим параметрам и т. д.

Следы гидротермальной деятельности широко наблюдаются в горноскладчатых районах в виде многочисленных травертинов

и грязевулканических бугров, гидротермально измененных известняков, серных проявлений и сероводородного заражения подземных вод. В качестве объектов проявления очагов КГГ может быть рассмотрен ряд уникальных, как правило, аварийных газонефтяных скважин, из которых были получены гигантские дебиты достигающие до 40—70 тыс. м³/сут и другие аномально высокие гидрогеологические параметры.

В июле 1971 года Тарумовская параметрическая скважина № 1 в Северном Дагестане при забое на глубине 5430 м в процессе бурения дала аварийный фонтан пароводяной смеси дебитом 12 000 м³/сут, температурой 190°С и гидростатическим давлением на устье около 250 атм. Когда был выполнен полный химанализ и оценен теплоэнергетический потенциал (ТЭП) продукции скважины оказалось, что суммарная стоимость рубидия, цезия, бора, брома, йода, стронция, калия, магния, и других ценных элементов и минеральных солей, содержащихся в годичном дебите скважины превышает более 50 млн. руб., а ТЭП его позволяет построить ГеоТЭС мощностью 2—3 МВт, если будут разработаны соответствующие технологии. Отсюда возник исключительно большой интерес к изучению и освоению геотермальных ресурсов Тарумовской площади. Поэтому с целью строительства опытной Гео ТЭС мощностью до 10 МВт и редкометального химического комбината было принято решение разведать Тарумовскую площадь бурением дублера и еще четыре геотермальных скважины глубиною по 5500 м.

Таким образом, объединением «Дагнефть» Миннефтепрома СССР, которое вопреки большим техническим трудностям, связанным с АВПД, высокой температурой и агрессивностью вод удовлетворительно завершено бурение 3-х (№№ 2, 4, 6) из 5-ти самых глубоких в нашей стране и по-видимому в мире геотермальных скважин.

Кратковременные пробные испытания скважин, которые были осуществлены с соблюдением чрезвычайно больших предосторожностей, дали весьма хорошие гидрогеологические результаты (табл. 1).

В итоге, было доказано, что дебиты скважин (через НКТ и затрубные отводы суммарное сечение которых соответствует 100 мм) составляют 7 000 м³/сут, а расчетный дебит через эксплуатационную колонну составит почти 12 тыс. м³/сут пароводяной смеси с температурой на устье 190—195°С и динамическим давлением 80 атм.

Еще раньше, в 1949—50 гг. в процессе бурения газонефтяных скважин на разведочной площади Берикей, были получены громадные аварийные фонтаны геотермальных рассолов, дебиты которых достигали 20—40—70 тыс. м³/сут. На Берикейской площади на месте провалившихся скважин №№ 20, Аз-3 образовались сотни восходящих грифонов, которые функционируют почти 40 лет с суммарным дебитом 1500—2000 м³/сут. Позднее дебиты до 40 000 м³/сут при избыточных давлениях на устье 150 атм и тем-

Таблица № 1

Гидрогеологические параметры пластов Тарумовского геотермального месторождения по данным предварительных испытаний скважин

№№ п/п	Гидрогеологические параметры	Единица измерения	Номера скважин № 4	№ 6	№ 2
1	2	3	4	5	6
1.	Глубина скважины	м	5502	5503	5510
2.	Интервал перфорации	м	5332—5333	5335—5479	5421—5427
3.	Дебит через насосно-компрессорные трубы (НКТ)	м³/сут	1123	1577	1037
4.	Рост темпер. в процессе испытаний — часы	до °С	136	155	134
5.	Дебет через НКТ и за трубные отводы	м³/сут	—	6323	—
6.	Рост темпер. в процессе испытаний за 2 ч. 40 мин.	до °С	—	171	—
7.	Расчетный максимальный дебит при работе через эксплуатационную колонну	м³/сут	4600	11900	1400
8.	Мощность VI среднеюрского пласта по геофизическим данным	м	3,0	3,5	2,5
9.	Плотность воды при Рпл. Тпл.	г/см³	0,973	0,930	0,930
10.	Вязкость воды при Рпл. Тпл.	спз	0,256	0,256	0,256
11.	Плотность при Рат., Т=20 °С	г/см³	1,123	1,113	1,122
12.	Объёмный коэффициент воды		1,147	1,142	1,142
13.	Принятый радиус влияния	м	500	500	500
14.	Радиус скважины	см	3,9	3,9	3,9
15.	Коэффициент фильтрационных сопротивлений		2,4	0	4,15
16.	Коэффициент продуктивности	м³/сут/ат	34,5	113	45,5
17.	Проницаемость К	мд	635	1564	1251
18.	Пористость по геофизическим данным	%	25	25	25
19.	Минерализация воды (общая)	г/л	183,3	176,0	167,0
20.	Температура пласта	°С	194	194	194

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6
21.	Пластовое давление у середины фильтра	кгс/см	719,0	709,0	715,0
22.	Устьевое давление		200,0	130,0	165,0
23.	Газовый фактор	м³/м³	4,5	1,0—1,7	1,1—1,2
24.	Коэффициент приемистости	м³/сут/кгс/см²		130	—

Формула Курлова	Минерализация	Содержание ценных элементов мг/л/м³ K	Li	Cs	Rb	Sr	Rb	HBO_2
$M_{190}\frac{Cl_{99}}{Na_{81}Ca_{14}Mg_6Sr1,0}$	160 210	4500	200— 210	3,0— 5,0	15	1000 1500	630	240— 300

пературах 90—95°С были получены из верхнемеловых отложений в Датыхской и Аргуданской площадях.

В качестве экспериментального подтверждения наличия коровой гидрогеотермосферы могут быть рассмотрены также гидрогеологические результаты Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. В интервале 4500—9200 м в СГ-3 представленном нижнепротерозойскими и архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами впервые обнаружена уникальная флюидизированная зона «гидрогенного» разуплотнения сплошь насыщенная гравитационными высокоминерализованными водами. Минерализация подземных вод составляет 200—300 г/л и более, химсостав хлоридно-натриевый и хлоридно-кальциевый, РН менее 7. Из микрокомпонентов присутствует йод, бром, бор, рубидий, стронций, фтор. Газовый состав флюидов представлен водородом и углекислым газом. Количество гелия, водорода по-видимому весьма значительно, т. к. в некоторых случаях вытекавший из скважины раствор «кипел водородом» (6, с. 245).

В заключение нужно отметить, что сделанные первые шаги в деле познания и прогноза коровой гидрогеотермосферы свидетельствуют о возможности выявления на доступных глубинах земной коры в зонах альпийского тектогенеза и молодых платформ уникальных энергосырьевых запасов, которые имеют региональное и глобальное распространение.

Теперь мы вкратце остановимся на закономерностях формирования основных типов подземных вод каждого структурно-гидрогеологического этажа осадочной толщи и концепции горячей точки на Большом Кавказе, которая вытекает из глобальной теории

тектоники плит и может быть рассмотрена, на наш взгляд, как альтернативный процесс формирования аномального геотермического поля в районах Кавказа и Предкавказья.

Подземные воды осадочной толщи Дагестана и прилегающих гидрогеологических структур Восточного Кавказа характеризуются горизонтальной и вертикальной зональностью и формируют три четко выраженных структурно-гидрогеологических этажа (СГГЭ): мезозойских редкометальных высокотермальных рассолов, миоценовых слабоминерализованных термальных вод и плиоцен-четвертичных слаботермальных пресных подземных вод.

Пресные подземные воды горно-складчатых районов и плиоцен-антропогеновых водонапорных горизонтов Терско-Кумского артезианского бассейна полностью относятся к зоне весьма активного водообмена и формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных вод, конденсации атмосферной влаги (7). В ограниченных масштабах имеют место также процессы вертикальной миграции азональных минеральных и термальных вод в горно-складчатых районах и перетоки напорных и летучих компонентов из нижележащих водоносных горизонтов в предгорных и платформенных районах.

Областями питания подземных вод в горно-складчатых районах служат выходы пород в водоразделах и склонах бассейнов глубоко эродированной речной сети, модули подземного стока которых колеблются от 1—3 до 5—9 л/сек с км^2 и в среднем составляют 3—4 л/сек с км^2. Соответственно, доля подземных вод в формировании речного стока в горно-складчатом Дагестане колеблется от 25 до 33%, что составляет в среднем 35 м^3/сек или 2,6 км^3/год.

Области питания плиоцен-древнекаспийского структурно-гидрогеологического этажа по интенсивности инфильтрации поверхностных вод подразделяются нами на три категории: первая, вторая и третья. Они занимают площадь более 10 тыс. км^2 вдоль предгорной полосы Восточного Предкавказья и частично восточные склоны Ставропольской возвышенности. При максимальном водоотборе потенциальные возобновляемые ресурсы пресных вод Терско-Кумского артезианского бассейна могут достичь 6 км^3/год, в том числе: 2,5 за счет инфильтрации атмосферных осадков; 1,9 — за счет поверхностных вод и 1,6 км^3/год за счет конденсации атмосферной влаги воздуха (7).

Солевой, газовый, изотопный состав ($\delta D‰$ СМОВ$=-106\pm8{,}5$; $\delta O^{18}=-9{,}9\pm0{,}78$), гидродинамические, геотермические параметры подземных вод верхнего СГГЭ однозначно свидетельствуют об их инфильтрационном происхождении, что не вызывает споров среди специалистов. Этот СГГЭ в нарастающем темпе эксплуатируется около 90 лет. На 1988 год насчитывается более 2000 самоизливающихся артезианских скважин с суммарным дебитом около 200 млн. м^3/год. Терско-Кумский артезианский бассейн является главным источником водоснабжения обширной территории Восточного Кавказа. Между тем, режимные

наблюдения показывают значительные снижения пьезометрических уровней, сработку запасов и ухудшение состава вод в ряде районов, что вызывает определенную озабоченность. Поэтому задача заключается в переоценке региональных эксплуатационных ресурсов и водно-солевого баланса, составлении банка гидрогеологических параметров, анализа многолетних режимных наблюдений и составлении гидрогеологической модели формирования, размещения и управления ресурсами подземных и поверхностных вод путем рациональной эксплуатации и воспроизводства их ресурсов за счет магазинирования поверхностных вод для восполнения их запасов и формированного отбора для целей водоснабжения и орошения в широких масштабах.

Подземные воды второго СГГЭ — миоценового комплекса по данным комплексных геолого-геофизических и изотопногеохимических исследований относятся к смешанному инфильтрационно-седиментационному типу генезиса с заметной долей глубинных вод в аномальных гидрогеологических участках.

В предгорной полосе и примыкающих к ним юго-западных бортах ВПАБ преобладают пресные и слабо минерализованные подземные воды смешанного анионного и катионного состава с незначительным содержанием хлоридов натрия преимущественно инфильтрационного происхождения. По мере погружения водоносных горизонтов до 2000—3000 м и более в северном направлении происходит рост минерализации до 10—15 г/л и более, изменение химсостава в сторону преобладания хлоридов натрия. Выполненные совместно с Маммаевым О. А. изотопно-геохимические исследования показали, что в среднем для миоценового комплекса: $\delta D=-82{,}5\pm10{,}7\%$ СМОВ; $\delta O^{18}=-4{,}82\pm5{,}66\%$ СМОВ; а $\delta C^{13}=-63{,}5\pm2{,}8\%$ ПДБ — 1, что соответствует в основном инфильтрационному генезису с участием элизионно-седиментационных вод за счет выделения значительных ресурсов подземных вод по мере погружения и уплотнения глинистых отложений, особенно майкопского и сарматского ярусов. Вдоль глубинных разломов предгорной полосы и Терско-Сулакского прогиба в миоценовых отложениях наблюдается ряд термо-гидрогеохимических аномалий (Дербент, Каякент, Манас, Каспийск, Тарумовка, Кизляр, Бабаюрт и т. д.), подземные воды которых сформировались, главным образом, за счет глубинной миграции из нижележащих мезозойских отложений вдоль тектонических нарушений сквозь майкопскую глинистую толщу.

Подземные воды третьего структурно-гидрогеологического этажа мезозойского комплекса (триас, юра, мел) по своим гидродинамическим, гидрогеохимическим, газогеохимическим, изотопногеохимическим параметрам (δD СМОВ $= 46{,}4 \pm 2{,}0‰$, δO^{18} СМОВ$=+5{,}58\pm1{,}69$; δC ПДБ $- 1 = -40{,}5\pm5{,}6$) резко отличаются от таковых вышележащих водоносных комплексов: высокой минерализацией (60—150 г/л, редко до 200—210 г/л), хлорнатриевым и хлоркальциевым составом, повышенной и высокой концентрацией микрокомпонентов, редких и рассеянных

металлов, газов глубинного происхождения, а также резко выраженным восстановительным характером, что позволило отнести их к зоне весьма замедленного водообмена.

Генезис этих вод рассматривается нами как преимущественно седиментационно-элизионный со значительной долей глубинно-восходящих флюидов, в первую очередь в форме летучих компонентов, которые мигрируют субвертикально из подкоровых горизонтов благодаря значительным термо-барическим градиентам и активности сейсмотектонического режима. Восходящая миграция флюидов происходит вдоль глубинных разломов в фундаменте, их сочленений, кольцевых структур и т. д. Механизм миграции глубинных флюидов приводит в действие процессы дегазации мантии, активный геотермический и сейсмотектонический режим, контрастное гетерогенно-блоковое строение региона. Критериями глубинного ювенильного происхождения части редкометальных парогидротерм Восточного Предкавказья и Дагестана служат также следующие показатели:

1. Аномальная по сравнению с равноглубинными пластами прилегающих структур юга Русской платформы и Туранской плиты, разогретость мезозойских пластов Восточного Предкавказья в среднем на 70—90 °С;

2. Контрастность в распределении гидрогеологических параметров: температуры, гидростатических давлений, химического, газового, микрокомпонентного состава подземных вод в пределах бассейна, иногда даже отдельных месторождений и разведочных площадей;

3. Ассоциации геотермических, гидрогеохимических, газогеохимических аномалий и их сочетание на больших глубинах в зонах АВПД и тектонических нарушений;

4. Высокие концентрации газов глубинного происхождения: H_2, CO_2, He, N_2, особенно растворенного в водах молекулярного H_2, концентрация которого достигает от 0,1 до 30—60 объемных %, что соответствует абсолютному содержанию от 2—3 до 250—470 $см^3/л$. Максимальное содержание H_2 в объемных % составляет на площадях Восход 22—60%, Октябрьская — до 47,5%, Урожайная — 12%, Буйнакская до — 31,5%, Граничная — 8,25%, Сухокумск 2—16%, Янкульская до 22%, Солончаковая — до 20,8%, Р. Хутор — до 14%, Ковыльная — до 31,5% и т. д. /3/.

5. Высокие концентрации редких элементов: Cs, B, Br, Sr, I, в том числе глубинного происхождения, что делает эти воды в прямом смысле комплексным полезным ископаемым на ценные редкие элементы и минеральные соли /10/.

Несмотря на совершенно иные на первый взгляд генетические условия, сравнение микрокомпонентного и газового состава ряда термоаномальных участков Восточного Кавказа и современных вулканических областей Камчатки, Курильских островов и Исландии свидетельствует во многом об их генетической близости.

Также как в водах вулканических областей превалирующими типами газового состава в термоминеральных источниках горно-

складчатых областей вслед за метановыми являются азотно-углекислые, углекислые, сероводородные, сероводородно-углекислые газы. Эти же типы газов, а также водород занимают заметное место в составе растворенных газов глубоких пластовых вод ряда площадей, приуроченных к зонам дислокаций.

Если газы глубинного происхождения в пластовых водах Восточного Кавказа количественно уступают таковым вулканических областей, то обратная пропорция наблюдается по отношению к количественному содержанию микроэлементов: рубидия, цезия, бора, брома, где концентрация их на порядок превышает соответствующие концентрации парогидротерм вулканических областей. Этот весьма важный в теоретическом и прикладном отношении эффект объясняется тем, что в отличие от вулканических районов Восточно-Предкавказский артезианский бассейн располагает мощной толщей осадочных пород, что способствует формированию и сохранению крупных запасов флюидов.

Указанный гидрогеохимический тип метановых парогидротермальных рассолов с повышенным и высоким содержанием рудных элементов В. И. Кононовым впервые выделен в самостоятельный тип термальных флюидов для «вулканических районов рифтовых зон с мощным чехлом осадочных пород при внедрении магматических расплавов в артезианские бассейны с метановыми водами» и широко проявляется в рифтовых зонах Калифорнии и Красного моря /11/.

Таким образом, генезис высокотермальных рассолов термогазогеохимических аномалий ВПАБ объясняется нами как результат смешения высокоэнтальпийного магматического флюида и летучих с метановыми хлоридно-натриевыми седиментационными водами осадочных нефтегазовых бассейнов.

В заключение вкратце остановимся на дальнейшей апробации концепции горячей точки на Большом Кавказе, которая на наш взгляд играет существенную роль в формировании аномального геотермического поля Кавказского региона и генезисе подземных термоминеральных вод.

О модели горячей точки Земли на Кавказе и глубинной (коровой) гидрогеотермосферы было доложено нами летом 1985 г. на расширенном заседании Президиума Дагфилиала АН СССР, а затем и Всесоюзном семинаре по подземной гидросфере в мае 1989 г. в Ленинграде, а ещё раньше на научной сессии филиала в феврале 1988 г. (12). Проблемы эти ещё раньше не раз обсуждались на заседаниях ученого совета Института проблем геотермии

Сущность модели горячей точки Земли на Кавказе заключается в том, что на глубине залегания верхней мантии — астеносферы, функционирует жерловая разломно-деформационная вертикальная инфраструктура, сквозь которую мантийная струя систематически стабильно излучает огромную массу плюмажей, что собственно, и привело к образованию Главного Кавказского хребта и современному симметричному геолого-тектоническому строению Кавказского региона. В качестве доказательств последствий горя-

Центральная

чей точки на Кавказе производились и рассматриваются нами следующие показатели:

— утолщение мощности земной коры Главного Кавказского хребта до 60—70 км, против 20—30 км и менее на крыльях и периклиналях мегаструктуры;

— уменьшение абсолютного возраста магматических и вулканических пород с ЮВ на СЗ вдоль Кавказского антиклинория с мезозоя до современной эпохи;

— в качестве самых молодых следов мантийной струи рассматривались вулкано-магматические массивы Казбека, Пятигорья и Эльбруса, который практически является действующим вулканом. Все три вулкано-магматических района имеют разветвленную инфраструктуру погребенных неоинтрузивных очагов, которые являются очагами тепломассоизлучения, не только на Главном Кавказском хребте, но и на периферии;

— геолого-тектоническая и морфоструктурная зональность Кавказского региона;

— зональность в распределении полезных ископаемых: рудных от высокотемпературных в осевой части к низкотемпературным на периферии, а далее газонефтяных. То же самое по зональности термоминеральных подземных вод: от углекислых азотно-углекислых до метановых, а также в распределении геолого-геофизических, геотермических и сейсмических полей.

К этим критериям прибавились за последнее время ещё три важных на наш взгляд показателя;

— шарьяжно-надвиговая теория геолого-структурного развития Северного Кавказа, которая была выдвинута Н. С. Шатским в 1927—1929 годах в последние годы получает новый импульс развития в трудах П. Н. Кропоткина, Б. А. Соколова, Ф. Г. Шарафутдинова, С. А. Каспарова под названием покровно-надвиговых пластин.

Механизм формирования покровно-надвиговых структур, перемещенных на десятки км перпендикулярно простиранию мегантиклинория Главного Кавказского хребта логичнее объяснить внедрением интрузивной мантийной массы в тело антиклинория, утолщением и ростом его не только вертикально, но и тангенциально, что, естественно, приводило к горизонтальным движениям осадочных пород и формированию надвиговых пластин.

И, наконец, по данным Б. Г. Поляк, И. М. Газалиева, В. У. Мацапулина, Ш. А. Магомедова в горно-складчатых районах Северного Кавказа и Дагестана по изотопному составу гелия в подземных водах (13, 17) и аргона в кварце жильных образований устанавливаются отдельные участки проявления мантийного вещества.

В заключение нужно отметить, что теоретическая и практическая значимость проблемы требует значительного расширения исследований, их концентрации и кооперации путем составления межведомственной целевой программы на уровне АН СССР и ГКНТ. В качестве составной части программы рекомендуется

бурение сверхглубокой гидрогеологической скважины на одной из термоаномалий (Берикей, Тарумовка, Бабаюрт) в Терско-Каспийском прогибе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еланский Л. Н. Глубинная гидросфера Земли. Тр., Куйбышев, НИИ НП, вып. 26, 1964.

2. Еланский Л. Н. «Исследование гранитного слоя земной коры по комплексу геолого-геофизических данных». Автореферат докторской диссертации. М., МГУ, 1979.

3. Хребтов А. И., Кузнецов Ю. В., Зайцев М. Д. Характеристика термальных вод Северного Кавказа. В кн. Гидрогеология Северного Кавказа. Сб. I. М., «Недра», 1967.

4. Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1954.

5. Амирханов Х. И., Курбанов М. К., Каспаров С. А., Омаров М. А., Кадыров Г. К. К методике поисков и разведки естественных подземных котлов в качестве эффективного источника геотермальной энергии. В кн. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979.

6. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984.

7. Курбанов М. К. Северо-Дагестанский артезианский бассейн. Дагиздат, Махачкала, 1969.

8. Маммаев О. А. Анализ изотопного состава термальных вод Восточного Предкавказья. В кн. Ресурсы термальных вод Дагестана и оптимизация схем их комплексного освоения. Тр. ИПГ, в. 4, Махачкала, 1985, с. 113—121.

9. Гидрогеология газоносных районов Советского Союза под ред. В. Н. Корценштейна. Тр. ВНИИГаз, в. 33/41, Москва, 1970, с. 410—423.

10. Гаджиев А. Г., Курбанов М. К. и др. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана. М.: Недра, 1980.

11. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983, с. 198.

12. Курбанов М. К. Генезис геотермальных ресурсов Дагестана — основа их дальнейшего комплексного изучения и освоения. АН СССР, Дагестанский филиал. Тезисы докладов научной сессии Дагфилиала АН СССР, посвященной итогам фундаментальных и прикладных наук. Естественные науки, Махачкала, 1988 г.

13. Поляк Б. Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988.

14. Толстихин И. Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., Наука, 1986.

15. Мацапулин В. У., Магомедов Ш. А., Татаев Г. О. Изотопный состав аргона, кварца колчеданных и жильных образований Горного Дагестана. Тр. ИГ Дагфилиала АН СССР, вып. , 1989.

16. Войтов Г. И., Газалиев И. М., Шахпазов И. М. Отношение $^{40}A/^{36}A$ в газовых струях Южного Дагестана и Дагестанского клина. ДАН, 1984, т. 276, № 2, с. 464—468.

17. Газалиев И. М., Прасолов Э. М. О мантийной составляющей газовых струй Дагестана по изотопным данным. ДАН, 1988, т. 298, № 5, с. 1218—1221.

18. Курбанов М. К. Концепция о коровой гидрогеотермосфере в свете идей Б. Л. Личкова о строении подземной гидросферы. В кн. Роль подземной гидросферы в истории Земли. Тезисы докл. Всес. семинара, посвященной памяти Б. Л. Личкова. Ленинград, 1989, ЛГУ.

С. А. КАСПАРОВ

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ И МАСШТАБОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ВОДООБМЕНА В ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЕ

Постановка вопроса.

Стратификация подземной гидросферы в соответствии со стратификацией земной коры — это реальность, не вызывающая сомнений, однако, судя по аномалиям гидрогеологического режима, вертикальный водообмен играет существенную роль, которую необходимо учитывать в гидрогеологических балансовых расчетах как возобновляемую часть ресурсов подземных вод на всех уровнях. Новейшие представления в области флюидогеодинамики вносят существенные коррективы в балансовые расчеты: как выяснилось, водообмен между различными уровнями гидросферы носит нестационарный, импульсивный и, главное, обратимый характер. Это означает, что периодически интенсивность и масштабы вертикального водообмена резко возрастают, что составляет основное содержание процессов флюидогеодинамической активизации. Применительно к континентальным впадинам с замкнутыми водоемами эти процессы реализуются через периодические изменения объема воды в этих впадинах и соответственно фиксируются в периодических колебаниях уровенного режима замкнутых водоемов. К таким водоемам относятся: оз. Иссыккуль, оз. Севан, Аральское море, Каспийское море и др.

Очевидно, что каждый последующий стратиграфический уровень гидросферы играет роль буферной или резервной емкости для предыдущего. При прохождении геодинамической волны через такую стратифицированную флюидонасыщенную среду интенсивность водообмена возрастает.

Количественные оценки этих явлений стали возможными в связи с интенсивным подъёмом уровня Каспийского моря: за 10 лет

подъём составил 1,36 м, в объемном выражении избыток воды составил 400 км^3. Указанная контрольная цифра может служить критерием правильности балансовых расчетов.

С целью выбора расчетной схемы необходимо выделить на древнем шельфе Каспия характерные тектонотипы, ранжировать их по интенсивности и масштабам водообмена, затем, пользуясь методом аналогии, перенести эти расчеты на известные морфоструктуры Каспийского моря, которые в свою очередь также необходимо ранжировать по степени геодинамической активизации. После завершения этой подготовительной работы, можно приступить к балансовым расчетам водообмена в масштабе целостной Каспийской морфоструктуры (внутриконтинентальной впадины).

В настоящей статье дается обоснование первого этапа работы: на основе морфоструктурного анализа древнего шельфа Каспия выделены характерные тектонотипы, многие из которых достаточно хорошо разведаны глубокими скважинами, на базе этих геоструктур длительное время велась разработка флюидных месторождений с отбором жидкости в промышленных масштабах.

Типизация геоструктур на древнекаспийском шельфе

Локализация и типизация геоструктур на древнекаспийском шельфе произведена нами на том основании, что флюидизированные структуры в силу объемных превращений испытывают новейший подъем, который на фоне хорошо развитых поверхностей выравнивания древнего Каспия (Хазарская, Хвалынская и Новокаспийская) проявляются путем перераспределения элементов гидрографии (реки, озера, болота, солончаки). В качестве геоструктур первого порядка выявляются следующие элементы: Южный склон Терско-Каспийского прогиба, Терско-Кумское междуречье (срединный массив), Южный склон Вала Карпинского, Терско-Каспийский прогиб и Манычский прогиб. В свою очередь срединный массив расчленяется на фрагменты системой наложенных прогибов: Бажиганский и Чернолесский. Наконец, в качестве элементов третьего порядка как в пределах срединного массива, так и в прогибах выделяются своеобразные геоструктуры, которые, в свою очередь, имеют более сложную внутреннюю структуру (локальные брахиантиклинали, мульды и межструктурные пространства). Часть из этих геоструктур изучена глубоким бурением с высокой степенью детальности: Терско-Сунженская, Прикумская, Южнодагестанская. К числу частично разведанных относятся: Северо-Кочубеевская, Тереклинская, Затеречная, Арешевская, Бабаюртовская.

Типизация указанных геоструктур возможна прежде всего по гидрогеологической стратификации. Учитывая сквозную гидродинамическую сообщаемость в пределах флюидизированных геоструктур, важно ранжировать их по верхнему пределу проникновения рассолов: в Терско-Каспийском прогибе и на его южном борту верхний предел проникновения рассолов — фораминиферовая серия, т. е. до майкопского экрана. В пределах Терско-Кум-

ского срединного массива верхний предел проникновения рассолов опускается ниже: Прикумская область — нижний мел, Тереклинский свод — верхняя юра, Арешевский свод — средняя юра, Затеречный свод — верхний мел. Иными словами, в зависимости от интенсивности флюидизации те или иные водопроницаемые экраны оказываются эффективными или не эффективными.

В целом можно отметить, что степень флюидизации геоструктур в прогибах выше, чем на срединном массиве, очевидно, что верхняя кромка глубинной гидросферы в прогибах залегает ближе к поверхности, что, по-видимому, связано с коровой инфраструктурой: прогибы являются мобильными шовными зонами на стыках между докембрийскими микроконтинентами.

Дальнейшая типизация флюидизированных геоструктур может быть проведена по степени развития субвертикальной сквозной проницаемости, при этом критериями служат пластовые давления и вертикальные гидрохимические профили. В частности, наличие АВПД свидетельствует о наличии хорошо развитых коммуникаций между глубинной гидросферой и данной флюидизированной геоструктурой. В Терско-Каспийском прогибе к числу таких структур относятся Терско-Сунженская и Бабаюртовская, вероятно к этой же категории относятся Шамхал-Алмалинская геоструктура.

В пределах Терско-Кумского срединного массива хорошо развитые проницаемые коммуникации выявлены вдоль внешнего кольца Арешевской геоструктуры и могут предполагаться также на Тереклинской и Затеречной геоструктурах. Что же касается Прикумской и Южнодагестанской областей, то пластовые давления во флюидной системе здесь весьма слабо отличаются от нормальных, хотя по гидрохимическому профилю отличия существенные: общая минерализация рассолов в Прикумской области резко меняется на границе неоком — верхняя юра, тогда как в Южнодагестанской области гидрохимический профиль подтверждает сквозную гидродинамическую связь в интервале юра-палеоген. В Манычском прогибе встречены зоны АВПД, однако в его вертикальной стратификации большую роль играют соленосные толщи.

Расчетные схемы для разных типов структур

Прежде чем будут разработаны принципиальные расчетные схемы, необходимо сделать анализ извлечения жидкости из уже разведанных геоструктур (Прикумская и Южнодагестанская). Динамика этого процесса хорошо известна в количественном выражении, эти данные легли в основу подсчета запасов промышленных вод, добываемых попутно в процессе добычи нефти и газа. Разработка Прикумской группы месторождений в течении 20 лет привела к падению пластовых давлений, это означает, что темп отбора жидкости превысил темп возобновления её за счет вертикальных перетоков. Оценка запасов по промышленным категориям также основана на понижении пластового давления, следовательно, суммарная оценка — миллион кубометров — несколько превышает возобновляемые ресурсы, отсюда довольно легко могут быть оценены масштабы вертикальных перетоков. Южнодагестанская геоструктура интенсивно разработана, в настоящее время большая часть скважин находятся в консервации, однако один уникальный объект — Берикейский грифон — длительное время функционирует в качестве модели «большого колодца» или группового водозабора.

Как показали режимные гидрогеологические наблюдения в различных пунктах Восточной антиклинальной зоны, снижение пластового давления в течение длительной работы этого объекта не произошло. Оценка запасов на этом участке так же произведена из условия глубокого понижения статического уровня, но эти же расчеты позволяют оценить ту часть запасов, которая возобновляется за счет вертикальных перетоков.

Третий объект, характеризующий водообмен в Терско-Каспийском прогибе, — Терско-Сунженская нефтегазоносная зона — в течение 20 лет интенсивно разрабатывалась, известны суммарные объемы извлеченной жидкости, пластовые давления резко снизились. Это дает возможность оценить суммарную производительность геоструктуры при различных уровнях понижения, что так же позволяет оценить возобновляемую часть ресурсов.

По завершению балансовых расчетов на древнем шельфе представляется возможность применить эту методологию на современном шельфе Каспия, включая впадины и пороги.

Типизация морфоструктур в пределах акватории Каспия

Каспийская морфоструктура и прилегающая инфраструктура состоит из элементов второго и третьего порядка. К элементам второго порядка относятся известные впадины: Прикаспийская, Уральская бороздина, Дербентская и Южнокаспийская. Между впадинами существуют барьеры или пороги: Астраханский, Мангышлакский и Апшеронский. Все впадины, кроме Южнокаспийской, в своем субстрате представляют собой срединные массивы, которые длительное время развивались как микроконтиненты сиалической коры, они в новейшее время испытали некомпенсированное опускание. Каждый из указанных срединных массивов окружен системой прогибов с компенсированным осадконакоплением, именно эти прогибы слагают современный шельф.

Таким образом, морфоструктуры второго порядка на Каспии вполне аналогичны тем, которые выявлены на древнем шельфе. Это означает, что принятая нами методология оценки интенсивности водообмена вполне применима к Каспийской морфоструктуре при условии локализации геоструктур третьего порядка, что вполне доступно современным методам геолого-геофизических исследований на Каспии.

Д. А. ДИБИРОВ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ ГЛУБОКИХ СТРУКТУРНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Восточное Предкавказье является одним из старейших нефтегазоносных регионов страны, где промышленная нефтегазоносность осадочной толщи установлена в широком стратиграфическом диапазоне от палеозоя до неогена. В разрезе осадочного чехла Восточно-Предкавказского артезианского бассейна выделяют три гидрогеологических этажа, характеризующихся различной степенью изученности (плиоценовый, миоценовый и мезозойский) [1]. Подземные воды первых двух от поверхности гидрогеологических этажей изучены сравнительно хорошо и особых противоречий насчет условий их формирования и распространения не существует. Большинство исследователей сходятся во мнении, что это инфильтрационные воды. Незначительные отклонения и дополнения в различных аспектах изучения подземных вод плиоценовых и миоценовых отложений практически неизбежны и прежде всего они связаны с проблемами рационального освоения и охраны их ресурсов.

Наименее изученными в Восточном Предкавказье являются подземные воды мезозойского гидрогеологического этажа, хотя в пределах исследуемого региона пробурено большое количество глубоких газонефтяных скважин, вскрывших мезозойские отложения и по ним собран обширный фактический материал, нашедший свое отражение в многочисленных публикациях.

В связи с освоением основных залежей углеводородов на малых и средних глубинах проблема всестороннего изучения глубоких структурных горизонтов и прогнозирования их нефтегазоносности приобрела особую актуальность. Выбор рациональных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ во многом зависит от правильного решения вопроса о роли подземных вод в миграции и аккумуляции углеводородов. Более того, подземные воды глубоких структурных горизонтов сами являются полезным ископаемым, представляющим интерес для развития теплоэнергетического, химического, санаторно-бальнеологического и других отраслей народного хозяйства.

В настоящее время проблема формирования подземных вод глубоких горизонтов как в целом, так и в отдельных аспектах далека от решения, в силу сложности самого объекта исследования и разнообразия методологических приемов, используемых при этом.

В настоящей статье нами не ставится цель однозначно решить проблему формирования подземных вод глубоких структурных горизонтов. Исходя из достигнутого уровня знаний о подземных водах мезозойских отложений, их генезиса, характера распространения, гидродинамических, гидрохимических и гидротермических условий попытаемся оценить современное состояние гидрогеологической изученности и осветить некоторые региональные проблемы гидрогеологии глубоких структурных горизонтов с позиции исследования закономерностей формирования глубокого подземного стока.

За последние годы гидрогеология мезозойских отложений Восточно-Предкавказского артезианского бассейна обогатилась большим количеством новых данных. Достаточно отметить, что в данной области исследований в регионе появились ряд направлений: общие гидрогеологические условия бассейна, гидрогеохимия, гидрогеотермия, гидрогеодинамика, формирование состава и ресурсов подземных вод, закономерности распространения и т. д. По этим направлениям так много данных и настолько они разноречивы, что их полное освещение в одной статье невозможно. Тем не менее накопившийся материал позволяет подвести некоторые итоги и хотя бы в общем виде сформулировать возникшие проблемы. К числу наименее изученных и требующих дальнейшего уточнения следует отнести следующие: отсутствие единых взглядов на гидрогеологическую стратификацию разреза; наличие различных точек зрения на динамику подземных вод; дискуссионность вопроса об источниках питания подземных вод глубоких горизонтов; ориентировочность результатов оценки их ресурсов как в части количества оцененных ресурсов, так и в части их территориального распределения. Не останавливаясь в разборе указанных вопросов, попытаемся осветить некоторые проблемы гидрогеологии глубоких структурных горизонтов Восточного Предкавказья, которые разрабатываются в Институте геологии Дагестанского филиала АН СССР. Учитывая то, что объектом исследования являются нефтегазоводоносные комплексы и основным источником информации служат результаты нефтепоисковых и нефтепромысловых работ, представляется целесообразным объединить большое число проблем гидрогеологии по двум направлениям: нефтегазовое и региональное. Последние, в свою очередь, объединяют ряд проблемных вопросов фундаментального и прикладного характера, которые тесно связаны между собой.

Нефтегазовое направление в Восточном Предкавказье является традиционным и получило свое самостоятельное развитие начиная с пятидесятых годов, когда появилась возможность целенаправленного изучения подземных вод мезозойских отложений. В 1954 году была опубликована первая обобщающая работа Г. И. Сухарева (2), в которой рассмотрены как общетеоретические положения нефтяной гидрогеологии, так и представлены материалы по региональной гидрогеологии Терско-Дагестанской нефтегазоносной области. Основной целью работы явилось выяснение роли подземных вод в формировании, сохранении и разрушении нефтяных залежей. Не останавливаясь на подробном анализе опубликованных впоследствии работ следует отметить, что наиболее существенный вклад в изучение вод мезозойских отложений

Восточного Предкавказья внесли М. С. Бурштар, Г. И. Волобуев, А. А. Карцев, С. А. Каспаров, В. Н. Корценштейн, И. Г. Киссин, М. К. Курбанов, М. Е. Мирошников, А. М. Никоноров, А. Н. Резников, Г. М. Сухарев и др. Решение гидрогеологических проблем в трудах вышеупомянутых исследователей осуществлено под углом зрения поисков новых залежей нефти и газа в мезозойских отложениях, т. е. приводимые ими обобщения направлены на изучение показателей, являющихся гидрогеологическими критериями нефтегазоносности. Таким образом, среди гидрогеологических исследований в регионе ведущее место занимают вопросы теоретического и регионального характера, направленные на решение нефтепоисковых задач. Формирование подземных вод изучается главным образом на основе данных о формировании их химического состава. При этом слабоосвещенными остаются вопросы формирования ресурсов и условий водозабора подземных вод глубоких горизонтов. Устранить пробел в этом в определенной мере помогли результаты нефтепромысловых исследований, получившие свое наибольшее развитие в семидесятых годах (13).

Характеризуя в целом весь комплекс по нефтепоисковой гидрогеологии следует отметить стадийность смены их направленности: гидрогеохимия—гидрогеотермия—гидрогеодинамика. Каждый из указанных разделов возник как самостоятельный, способный в полном объеме решить проблему нефтегазоносности недр. Несостоятельность такой постановки вопроса доказала многолетняя практика нефтепоисковых работ в Восточном Предкавказье. Но тем не менее необходимо отметить, что гидрогеологические критерии носят дополнительный, уточняющий характер по отношению к литолого-критериям и способствуют повышению эффективности геологоразведочных работ.

Роль подземных вод в формировании нефтяных и газовых месторождений в последние годы все чаще рассматривается в аспектах происхождения, миграции и аккумуляции. В соответствии с этим и прогноз нефтегазоносности недр базировался на ряде факторов, в той или иной степени отражающих эти процессы. Наименее изученным, но не менее важным этапом в прогнозировании залежей углеводородов является миграция, т. к. в конечном счете весь процесс формирования залежей углеводородов можно представить как результат миграции. В настоящее время имеется ряд попыток обобщить сведения об источниках энергии, обуславливающих миграцию углеводородов в земных недрах. Под первичной миграцией подразумевается миграция углеводородов из нефтематеринских толщ, а под вторичной — перемещение их в коллекторских пластах. На наш взгляд, такое разделение способствует только поэтапному изучению лишь процесса формирования залежей углеводородов, а не прогнозированию нефтегазоносности отдельных объектов. Проанализировать существующие теории и гипотезы о миграции углеводородов нет особой необходимости, такие работы уже имеются (4). Тем не менее представляется целесообразным несколько подробно остановиться на особенностях движения пластовых флюидов на больших глубинах, поскольку гидродинамическая обстановка бассейна оказывает значительное влияние на миграцию и аккумуляцию углеводородов, а также на выделение их из пластовых флюидов.

Гидродинамические условия подземных вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья изучены многими исследователями. Однако с накоплением нового материала возникает необходимость уточнения гидродинамических построений с учетом имеющихся обобщений по этому вопросу. Располагая примерно одинаковым фактическим материалом, различные авторы пришли к разным выводам о направленности движения подземных вод, их скорости и количестве, что объясняется, на наш взгляд, различными методическими подходами к обработке материалов и не учетом граничных условий гидродинамических систем отдельных водоносных комплексов. Несмотря на имеющиеся разногласия, общую картину динамики подземных вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья можно охарактеризовать следующим образом.

Гидродинамические условия того или иного водоносного комплекса наиболее изучены в тех частях бассейна, где к ним приурочены залежи углеводородов. Общее движение подземных вод в мезозойских отложениях Восточного Предкавказья происходит из наиболее погруженных зон к бортовым частям бассейна. Распределение величин приведенных напоров, характеризующих область сочленения Предкавказской эпигерцинской платформы и Терско-Каспийского передового прогиба, свидетельствует об их закономерном снижении от краевого прогиба к платформенной части, на основе чего делается вывод о преобладании латеральной миграции. На платформенной же части бассейна эта закономерность нарушается и динамика подземных вод приобретает сложный характер. На основе сравнительного анализа карт приведенных напоров сделаны попытки оценить возможные области разгрузки (пьезоминимумы) и питания (пьезомаксимумы) подземных вод. Совпадение местоположения последних во всех смежных водоносных комплексах (горизонтах) мезозойского осадочного чехла позволит сделать вывод о преимущественно вертикальном движении подземных вод на платформенной части бассейна. Выполненными исследованиями установлено, что в формировании современной гидродинамической обстановки и распределении величин напоров по площади и разрезу Восточно-Предкавказского артезианского бассейна решающая роль принадлежит неотектоническим движениям земной коры. Разница в абсолютных отметках приведенных напоров северо-западной и юго-восточной части бассейна обусловлена тем, что в период альпийского цикла складчатости первая подвергалась воздыманию, вторая — опусканию.

Оценка перспектив нефтегазоносности недр во многом зависит от правильного решения вопроса миграции и прежде всего в каком виде (воднорастворенном или газорастворенном) переносится органическое вещество подземными водами. Поэтому в основу миг-

рации органического вещества должен быть положен объективный материал, позволяющий дать предпочтение одному из способов миграции. Поскольку мезозойская водонапорная система на платформенной части бассейна близка стабильной (Ка=0,96+1,13), а для территории, прилегающей к Терско-Каспийскому прогибу Ка=1,17+1,25, и это обеспечивает нахождение значительных объемом углеводородов в воднорастворенном состоянии. Идея о миграции углеводородов в воднорастворенном состоянии не нова и родилась у истоков нефтегазовой геологии. Впоследствии она претерпевала незначительные изменения, которые привели к ее различным модификациям по сути оставаясь едиными в главном, т. е. в возможности переноса углеводородов в водорастворенном состоянии и необходимости наличия энергетического потенциала способного концентрировать рассеянное органическое вещество в массу (в нашем случае залежь).

Есть еще одно обстоятельство, заставляющее вернуться к данному вопросу. В последние годы все чаще говорится о необходимости системноструктурного подхода при решении теоретических проблем нефтегазообразования, т. е. предлагается рассмотреть в комплексе систему: порода—органическое вещество—вода. Горная порода изучена достаточно полно, установлена этапность циклов литогенеза — седисементогенеза, диагенеза, катагенеза. Особо интересным в этой области является то, что ставится под сомнение закономерность непрерывного уплотнения осадочных пород и уменьшения проницаемости с глубиной. Органическое вещество также изучалось детально и результатом этих исследований явилось создание шкалы его катагенеза.

Нельзя сказать, что третьей компоненте данной системы (вода) уделялось мало внимания, но вместе с тем именно с ней связано множество неясных вопросов и в особенности в гидродинамическом отношении. Так ставится под сомнение вопрос о реальном существовании многократных циклов водообмена; недостаточно изучен вопрос о водном балансе нефтегазоносных бассейнов, остаются неясными условия возникновения АВПД в гидродинамических бассейнах, прогноз развития гидродинамических режимов и т. д.

В целом, оценивая роль воды в миграции углеводородов, несмотря на низкую молекулярную растворимость их в подземных водах, возможность переноса углеводородов в виде водного раствора не отрицается (6).

Принципиальная возможность миграции углеводородов в водорастворенном состоянии и формирования промышленных скоплений нефти и газа также доказывается рядом исследователей (7). Нам же представляется интересным возможность выявления путей миграции углеводородов исходя из известных местоположений очагов нефтегазообразования и открытых месторождений нефти и газа. На территории Восточного Предкавказья выделены три очага нефтегазообразования — Терско-Сунженский, Дагестанский и Кусаро-Дивиченский (8), примыкающие к зонам сочленения Передового прогиба с горными сооружениями Кавказа. Открытые месторождения нефти и газа расположены, в основном, в Терско-Сунженском и Прикумском районах. В качестве критерия, позволяющего судить о путях, формах и времени миграции можно использовать факт наличия в недрах конденсационных и солюционных вод (9).

Региональное направление исследований в гидрогеологии Восточно-Предкавказского региона связано с изучением подземных вод как полезного ископаемого. В данной области исследований основные разработки посвящены проблемам формирования месторождений различных типов подземных вод — термальных, промышленных, минеральных и разработке научно-методических вопросов поисков и разведки. Для обоснования целесообразности использования высокоминерализованных термальных вод в различных отраслях народного хозяйства необходимо выяснить закономерности их формирования и распространения, оценить ресурсы и разработать мероприятия по их рациональному освоению и охране.

Успешное решение энергетической программы во многом связывается с вовлечением нетрадиционных источников энергии в топливно-энергетический баланс страны. Приуроченность основных скоплений углеводородов к зонам повышенных температур прослеживается во многих нефтегазоносных областях страны и за рубежом, где отмечается наиболее высокая эффективность использования термоминеральных вод. Итоги последних достижений в области геотермальной энергетики в регионе подведены в работе (1), в которой приводятся много новых данных по всем аспектам исследования и освоения внутреннего тепла Земли. Значительное место отведено обобщению многостороннего опыта изучения и освоения богатейших гидротермальных ресурсов Дагестана. Дана краткая характеристика основных бассейнов и месторождений термальных вод, рассмотрены методы поисков и разведки геотермальных месторождений. В результате обобщения накопленного фактического материала оценены перспективы использования термальных вод, конкретизированы направления дальнейших исследований. Поскольку термальные воды нефтегазоносных комплексов содержат ряд ценных компонентов, позволяющих рассматривать их в качестве гидроминерального сырья, проблема исследования их с позиций минеральных и промышленных вод требует комплексного подхода к их исследованию.

Анализ гидрогеологических условий подземных вод нефтегазоносных комплексов свидетельствует о том, что их изменение во многом зависит от техногенных процессов. Многолетняя разработка нефтегазовых месторождений привела к существенным изменениям естественной гидрогеологической обстановки. Современное состояние изученности попутных нефтяных вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья позволяет качественно оценить характер и направленность гидрогеологических изменений, происходящих в районах многолетней разработки газонефтяных месторождений. Анализ нефтепромысловой практики показывает, что

гидрогеологические последствия, оказываемые разработкой газонефтяных месторождений, могут быть условно объединены в следующие группы: истощение ресурсов подземных вод эксплуатируемых горизонтов; уменьшение величин пластовых давлений; изменение гидрогеохимических и гидрогеотермических условий при проведении обратной закачки для поддержания пластового давления (ППД) и использования вторичных методов воздействия на пласт с целью повышения нефтеотдачи. Среди указанных факторов наибольший интерес представляют гидродинамические как по степени своего развития, так и по мере возможности их прогнозирования. (10).

Современные гидродинамические условия водоносных горизонтов мезозоя в значительной мере нарушены многолетней (более 25 лет) разработкой газонефтяных месторождений, что привело к снижению пластовых давлений на ряде площадей до 7,0+10,0 и более МПа. Обобщение материалов многолетней разработки наиболее представительных месторождений Восточного Предкавказья (Русский Хутор, Южно-Сухокумское, Майское и др.) показывает, что степень нарушенности гидродинамических условий на этих месторождениях создала предпосылки для переформирования существующих залежей углеводородов с образованием новых. Анализ динамики отбора пластовой жидкости за период 1960—85 гг. позволяет наметить общие для всех горизонтов закономерности и стадийность в изменении гидродинамических условий в процессе разработки газонефтяных месторождений. Полученные количественные показатели динамики отбора пластовой жидкости позволяют ориентировочно оценить величины пластовых давлений при отсутствии непосредственных замеров и осуществить прогноз нарушенности гидродинамической обстановки за счет разработки газонефтяных месторождений.

Выполненные исследования, направленные на решение научно-практических задач по рациональному освоению ресурсов флюидных полезных ископаемых (нефть и газ, термальные, минеральные и промышленные воды), а также по охране геологической среды нефтегазоносных районов Восточного Предкавказья, выдвигают в числе первоочередных задач:

— создание стационарной сети режимных скважин для получения необходимых данных для составления долго- и краткосрочных прогнозов изменения гидрогеологической обстановки в районах интенсивной разработки газонефтяных месторождений;

— изучение гидродинамических условий эксплуатации газонефтяных месторождений, как наиболее сильно подверженных процессам нарушения за счет технических воздействий на пласт, с целью прогноза восстановления первоначальной гидродинамической обстановки на выработанных месторождениях;

— постановка экспериментальных работ по выявлению закономерностей изменения гидрогеохимических параметров эксплуатируемых и смежных горизонтов под влиянием многолетней разработки газонефтяных месторождений.

Выше приведен далеко не полный перечень проблемных вопросов гидрогеологии глубоких структурных горизонтов Восточного Предкавказья, однако и он показывает, что разработка их весьма актуальна как в теоретическом так и в практическом отношении. Несмотря на определенные успехи в деле освоения ресурсов подземных вод в регионе научные прогнозы не всегда удовлетворяют потребности народного хозяйства. Относительно гидрогеологических условий глубоких структурных горизонтов и закономерностей формирования подземных вод имеются множество теорий и гипотез, но отсутствует фактический материал подтверждающий их.

В настоящее время по гидрогеологии глубоких структурных горизонтов Восточного Предкавказья накоплен обширный фактический материал (массовые замеры пластовых давлений, результаты многолетней эксплуатации нефтегазовых месторождений, сведения о химическом составе подземных вод, единичные данные изотопных исследований горных пород, подземных вод и газов и т. д.). Недостатком исходного материала является неравномерность рассредоточенности их по площади и разрезу бассейна. Но в полном объеме или же частично повторить эти замеры практически невозможно в силу наличия значительного фонда ликвидированных скважин. Реальным выходом из положения является разработка и усовершенствование методов обработки накопленного материала с использованием законов точных наук и количественных критериев, используемых в смежных областях исследований.

Конечной целью всего комплекса гидрогеологических исследований в регионе должно быть создание постоянно действующей математической модели для управления режимом и ресурсами подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана / Под ред. Амирханова Х. И. и Ятрова С. Н. М.: Наука, 1980, 208 с.

2. Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья.— М.: Гостоптехиздат, 1954, 400 с.

3. Никоноров А. М. Методы нефтегазопромысловых гидрогеологических исследований.— М.: Недра, 1977. 256 с.

4. Высоцкий И. В., Высоцкий В. И. Формирование нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. М.: Недра, 1986. 228 с.

5. Мирзоев Д. А., Пирбудагов В. М., Дибиров Д. А. и др. Обоснование перспективных направлений геолого-разведочных работ на нефть и газ — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Кавказа. — М.: Наука, 1988. С. 31—34.

6. Колодий В. В., Доленко И. В., Щелак В. М. Роль подземных вод в формировании нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Условия об-

разования и закономерности размещения залежей нефти и газа. Киев. Наук. думка, 1983. С. 75—84.

7. Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. — Новосибирск: Наука, 1971. 168 с.

8. Соколов Б. А., Соборнов К. О. Эволюционно-генетические предпосылки нефтегазоносности глубоких горизонтов Терско-Каспийского нефтегазоносного бассейна — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Кавказа. Грозный, 1987. С. 10—11.

9. Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. — Киев: Наук. думка, 1975. 124 с.

10. Дибиров Д. А., Гайдаров Г. М., Рамазанов А. Ш. Вопросы охраны ресурсов подземных вод глубоких горизонтов в связи с проблемой их освоения. — В кн.: Охрана геологической среды от отрицательного воздействия предприятий горнодобывающего профиля.— Изд. МГУ, 1984. С. 107—108.

С. А. КАСПАРОВ, Н. О. МАГОМАЕВА

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ УРОВНЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Введение

Проблема имеет длительную историю применительно к таким уникальным замкнутым водным системам, как Байкал, Арал, Севан и Каспийское море. Ретроспективно можно перечислить устоявшиеся и даже традиционные подходы к этим объектам: климатологический, гидрологический, геотектонический и даже техногенный. Однако сейчас уже ясно, что отдавая предпочтение какому-либо фактору, не удается подвести фундаментальную научную базу для успешного прогнозирования уровня внутренних морей, в частности, непредвиденное интенсивное увеличение уровня Каспия в течение 80-х годов тому яркое подтверждение.

Нам представляется, что указанные проблемы в целом хорошо вписываются в рамки эволюционной геологии, которая органически соединяет в себе геодинамические и физико-географические аспекты эволюции современных интенсивных геологических процессов.

Важно подчеркнуть, что параметры эндогеодинамики (коровая и подкоровая эволюция) находятся в причинно-следственной связи с параметрами экзогеодинамики (эволюция ландшафтов и климата), поэтому нам представляется, что геоэволюционный подход к проблеме — наиболее плодотворный.

Коровая инфраструктура

Из перечисленных объектов, только в отношении оз. Байкал однозначно признается рифтогенная коровая инфраструктура, более того, считается, что основная масса воды в нем (за исключением верхнего 200-метрового слоя) имеет ювенильное происхождение, т. е. является конденсатом летучих компонентов вследствие дегазации мантии. Что касается других объектов, то их рифтогенная коровая инфраструктура в значительной мере затушевана и требует специального обоснования.

Нами проведен сравнительный анализ коровой инфраструктуры таких объектов в масштабе наиболее ослабленного сектора континентальной коры между Африканским и Евроазиатским континентами: Красное море, Персидский залив, Каспийское море и система впадин в Средней Азии, включая Арал и Сарикамыш. В целом эти впадины маркируют систему субпараллельных коровых трещин растяжения, степень раскрытости которых различная: максимальная в Красном море и минимальная в впадинах Средней Азии.

Рассмотрим более подробно коровую инфраструктуру Каспийского моря. Согласно данным геофизики (В. И. Шевченко, 1976 г.) толщина коры в Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадинах по кровле базальтового слоя составляет 20 км, что резко контрастирует со смежными горно-складчатыми сооружениями, где этот слой залегает на глубинах 30 км. Создается впечатление, что во впадинах внедряются мантийные диапиры, как это следует из условия изостазии. Однако переинтерпретация старых данных ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования) через Южно-Каспийскую впадину показала, что мантийный диапир в ней не сформировался. Из этого факта следует, в первую очередь, вывод о нестабильном геодинамическом режиме этого сектора коры, поскольку изостазическая компенсация является обязательным условием геодинамической стабильности, а здесь она отсутствует. Этот вывод подтверждается также сейсмической активностью Каспийских впадин. Во вторую очередь факт отсутствия мантийного диапира означает, что изостазическая компенсация происходит здесь по принципу утонения и раздвигания гранитного слоя, что является убедительным подтверждением рифтогенной природы Каспийских впадин.

Строение осадочного чехла

Палеогеографические реконструкции показывают, что Каспийская морфоструктура имеет очень древнее обособленное развитие: основная её часть сформировалась в виде докембрийских пластин, которые вплоть до триаса служили областями размыва и сноса осадочного материала. Таким образом, осадочный чехол здесь в основном сформировался на мезокайнозойском этапе развития, но в сокращенном объеме, по сравнению со смежными областями. Наиболее существенные морфоструктурные превращения произошли на заключительном этапе развития в плиоцене, когда прои-

зошло окончательное оформление орогена в смежных геосинклинальных областях при одновременном раздвигании рифтовых трещин. Именно тогда во впадинах начали формироваться мощные многокилометровые толщи моласовых отложений по принципу компенсированного осадконакопления (по времени — понт-меотис).

Окончательное оформление современной морфоструктуры произошло в четвертичное время, когда осадконакопление приобрело некомпенсированный характер, т. е. сформировались глубоководные впадины, вмещающие основную массу воды Каспийского моря. Наиболее существенным временным барьером в этом плане является голоцен (10 тысяч лет до н. э.), к этому времени, по мнению некоторых исследователей, завершилась четвертичная история Каспия (период так называемой мангышлакской регрессии, когда вся водная масса Каспия сконцентрировалась в двух впадинах). После голоцена начинается современный период, который с точки зрения поставленной перед нами задачи представляется наиболее интересным, поскольку интенсивная геодинамическая активность приобрела затухающий характер. Очевидно, что на этом новом этапе вступают в силу некие новые факторы регулирования уровенного режима, не связанные с рифтингом как в плиоцене и с чередованием ледниковых и межледниковых периодов как в четвертичное время.

Модель новейшей геодинамической активизации бессточных впадин

В поисках неизвестного механизма регулирования новейшей геодинамической активизации замкнутых впадин мы обратились к прототипу, который можно рассматривать в качестве крупномасштабного натурного эксперимента, проведенного при нашем участии на территории Дагестана. Речь идет о полигонных геодинамических исследованиях на Сулакском каскаде ГЭС с целью выявления механизма техногенной геодинамической активизации.

Эксплуатационный режим одного из крупнейших водохранилищ Сулакского каскада — Чиркейского (2,7 млрд. м^3) сложился таким образом, что уровень в течение года изменялся на 50 м при общей глубине 200 м (максимум в августе, минимум в апреле). С целью контроля физического состояния массива горных пород в основании водохранилища на Чиркейском геодинамическом полигоне был осуществлен комплекс натурных экспериментов, включавший изучение медленных движений по данным высокоточного нивелирования, изучение кажущихся удельных сопротивлений массива горных пород методами вызванной электрической поляризации, изучение напряженности магнитного поля и, наконец, изучение сейсмического режима.

Проведенный комплекс исследований привел к однозначному выводу о том, что в массиве горных пород в основании водохранилища сформировалась флюидизированная упруго-пластичная «подушка», которая способна изменять параметры упруго-пластичного состояния в зависимости от изменения уровня воды в водохранилище, который в данном случае выступал в роли заданного начального условия в виде техногенного фактора. Нам представляется, что техногенное вмешательство человека действует на природные системы по принципу обратной связи, следовательно должна существовать прямая связь между геодинамическим режимом флюидизированной «подушки» и уровенным режимом для любого замкнутого водоема.

Такова рабочая гипотеза, выдвигаемая нами для решения проблемы предсказания уровня замкнутых водоемов.

Рассмотрим в какой мере эта модель применима к впадинам Каспийского моря. Углубленная интерпретация волновой картины, получаемой при сейсморазведке, показала, что Южно-Каспийской впадине в толще плиоценовых отложений на глубинах от 7 км до 12,5 км сформировался более чем пятикилометровый слой разуплотненных флюидизированных горных пород, с которыми связаны «корни» грязевых вулканов. Диссипативная структура таких масштабов осуществляет глубокое регулирование флюидного режима этой впадины: она аккумулирует флюидные потоки извне и диссипирует их периодически в автоколебательном режиме. Амплитудно-частотная характеристика длиннопериодных колебаний таких структур целиком регулируется уровнем пластичности водно-иловой массы.

Способы изучения периодических процессов в бессточных впадинах

Совершенно очевидно, что прогноз уровня внутренних морей должен складываться из ретроспективного изучения периодичностей его изменения и из оценки его современной тенденции с целью предсказания в обозримый период. Ранее уже показано, что геодинамический анализ целесообразно распространить не далее, чем за 10—12 тысяч лет назад, поскольку именно в этот период сформировались автоколебательные процессы во впадинах Каспийского моря. С учетом детерминированной взаимосвязи между параметрами геодинамического режима, представляется правильным проведение исследований одновременно по трем направлениям: геологическом, метеорологическом и гидрологическом. Геодинамическая активизация во флюидизированной «подушке» должна проявиться прежде всего в новейших движениях в виде пульсирующих вертикальных движений, что находит отражение в ритмостратиграфии новейших донных осадков и в трендах акустических фундаментов древних и современных поверхностей выравнивания. Ритмически изменяются также параметры окислительно-восстановительной обстановки новейших осадков (литогеохимия).

Энергетические пульсации в генерирующем флюидизированном слое отражаются или консервируются как в водной массе, так и в воздушной массе в слое тропосферы. В частности замечены периодические вихревые структуры как в водной толще так и в атмосфере в виде местных циклонов. В этой связи необходимо ретроспективно в разрезе доступных данных проанализировать

синоптические данные по Каспийско-Кавказскому региону, а также по косвенным данным периоды гумидного и аридного развития среды. Очевидно, что выявленная таким образом периодизация должна отражать периодические процессы в диссипативной структуре в недрах Каспийских впадин. Точно так же вихревые структуры в водной массе Каспия носят унаследованный периодический характер и являются слепком процесса геодинамической активизации в недрах.

Таким образом, нам представляется, что исследования по программе уровенного режима Каспия должны носить комплексный характер и включать большие объемы натурных исследований силами ин-та Океанологии и ин-та геологии. С этой целью необходимо сконцентрировать на Каспии в ближайшие два года большой научный флот (до 10 активных единиц) с целью резкого увеличения объема данных геолого-геофизического и гидрометеорологического характера по единой программе. До получения данных натурного эксперимента Институту математики целесообразно проанализировать периодические структуры ретроспективно, включая литературные, исторические и архивные данные. Целесообразно также расширить круг участников эксперимента за счет привлечения МГУ, ИВП АН СССР, Гидрометцентра СССР и других заинтересованных организаций.

М. И. ИСРАПИЛОВ

РАЗДВИГИ ПЛАСТОВ, ИХ РАЗНОВИДНОСТИ, РОЛЬ В РАЗВИТИИ СКЛАДЧАТОСТИ ДАГЕСТАНА И ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТИ

Важность изучения дизъюнктивов при поисках полезных ископаемых очевидна. Однако в настоящее время основное внимание при этом уделяется разрывным нарушениям типа надвигов. Раздвиги же пластов в геологических описаниях можно встретить очень редко, а в практике поисковых работ и орографии их почти всегда ошибочно считают долинами и оврагами водной эрозии.

Между тем, в горно-складчатых областях раздвиги пластов имеют исключительно широкое распространение. Показателен в этом плане Горный Дагестан, где к тому же разрез осадочной толщи обнажен в широком стратиграфическом диапазоне, что позволяет выделить разновидности и определить их роль в развитии общего процесса формирования складчатости региона.

Особенностью ландшафта, наиболее интересного в плане изучения раздвигов его участка, Известкового Дагестана, является наличие обращенных форм рельефа. Поднятым участкам поверхности при этом соответствуют синклинальные и сводовые прогибы, бронированные мощными (400—700 м) карбонатными пластами, а своды антиклиналей — котловинами, сложенными, как правило, среднеюрскими глинами. Имеющиеся взгляды (1, 2, 4) объясняют такое положение ведущей ролью эрозионно-денудационных процессов, обуславливающих выравнивание поверхности за счет разрушения повышенных участков и прежде всего, сводов антиклиналей.

Однако фактический материал, на наш взгляд, трудно согласуется с такими взглядами. Прежде всего, нигде, ни в бассейнах рек, ни на шельфе Каспия не обнаруживаются остатки разрушения мощных карбонатных пластов огромной площади свода Центрального Кавказа и крупных локальных антиклиналей Горного Дагестана. Если бы в действительности имело место такое разрушение, то алювий, крупные валуны и глыбы должны были в большом количестве рассыпаться по склонам и, по расчету, полностью заполнить многие пониженные участки и котловины рельефа. Не фиксируются результаты разрушений карбонатных пластов сводов антиклиналей и в ледниково-речных террасах. Последние широко развиты в долинах рек Дагестана и сложены на 90% из привнесенного высокогорного материала: из галечников и валунов, встречающихся в среднеюрской (бат+байосской) глинистой толще (4,7). Карбонатный же материал нижнемеловых и среднеюрских пластов — продукт предполагаемого разрушения сводов антиклиналей, фиксируется в ограниченном объеме и то только в нижних частях наиболее древних террас.

Характерными являются также большие величины мощностей карбонатных пластов в синклинальных зонах, их постоянство в обрамлениях антиклинальных поднятий. При более внимательном изучении обнаруживается, что очертания и изломы поверхностей противоположных границ пластов и особенно обрамлений антиклиналей повторяются. Хорошо повторяются и поверхности противоположных бортов многочисленных бессточных оврагов и каньонов, а подавляющее большинство из них совершенно не тронуто водной эрозией. Даже в каньонах, где протекают крупные реки: Сулак, Кара-Койсу, Аварское Койсу и др., следы деятельности воды и ледников обнаруживаются только в самых нижних частях.

Показательна и закономерность размещения крупных протяженных (до 50 км) и очень контрастных (шириной 10—100 м, глубиной 200—400 м) каньонов Дагестана, приуроченных к карбонатной толще нижнего мела и верхней юры. Как правило, они протягиваются вдоль границы регионального распространения этой толщи, на расстоянии 1,5—2 км, почти параллельно копируя очертания ее обрывов.

Изложенные данные показывают, что во всех этих случаях мы имеем дело с тектоническими разрывными нарушениями карбонатных пластов типа раздвигов, и что они, а не денудационные про-

цессы являются главной причиной формирования обращенных форм рельефа, многочисленных каньонов, бессточных оврагов и долин.

Представляет интерес более подробное рассмотрение природы и закономерностей их развития. Прежде всего, раздвиги — неотъемлемое звено и продукт процесса формирования складчатости в целом, а также отдельных его форм.

При формировании структур несомненно происходит «послойное пластическое перераспределение вещества горных пород, которое сопровождается квазидиапирами и диапирами» (3). Но при этом, по нашему мнению, происходит не просто пассивный процесс «нагнетания пластических глин в зоны разрывов и гравитационного скольжения пластов крепких пород по склону», а он приводит к появлению дополнительных тангенциальных напряжений в последних, к отрыву и откалыванию от них крупных глыб. Величина этих напряжений, их направленность в совокупности с физико-механическими свойствами пород и обуславливают многообразие типов и амплитуд возникающих раздвигов пластов. Для облегчения понимания этого положения рассмотрим конкретный фактический материал.

Как известно, в региональном плане в тектонике Горного и Предгорного Дагестана главную роль играют вытянутые на большие расстояния (до 200 км) параллельно главному Кавказскому хребту крупные антиклинории. Всего их выделяют 6: внешняя, центральная и внутренняя в Горном Дагестане, западная, восточно-морская, восточная в Предгорном Дагестане. Все они имеют аналогичное строение, состоят из длинных (до 30—40 км) и узких (1,5—3 км) отдельных поднятий больших амплитуд (до 1500 м). Особенностью их являются коробчатое строение, очень крутые углы падения крыльев (до 70°—85°) большинства, дисгармоничные осложнения сводов вследствие пластичного перераспределения глинистых пород.

В зонах перегибов сундучных складок, в сводах брахиантиклиналей и ядрах синклиналей пласты бронирующих карбонатных пород, естественно, испытывают тектонические напряжения, величины которых, как показали работы В. А. Агамова, Г. И. Амурского, Л. А. Ройтмана, Т. Г. Идармачевой и др. ещё в 1970 г., прежде всего, зависят от радиусов их кривизны.

Как показывают наблюдения, пласты мергелей палеогеновых отложений, бронирующие поднятия во внешней антиклинальной зоне, в определенной степени подвергаются механическому разрушению и на участках тектонических напряжений имеют некоторую трещиноватость. Однако при этом целостность пластов не нарушается, они заметно растягиваются и почти не имеют видимых тектонических разрывов. Пласты верхнемеловых известняков, представленные хемогенными разновидностями, в сводах антиклиналей подвергаются более интенсивному механическому дроблению.

В зонах растяжений при очень больших амплитудах складок пласты иногда и разрываются. Однако ширина раздвигов при этом

небольшая (50—100 м). В целом и эти пласты также растягиваются без нарушения целостности и в них формируются зоны трещиноватости, к которым, как известно, приурочены высокопродуктивные нефтяные и газовые залежи в Приморском Дагестане и в зоне Передовых хребтов ЧИАССР. Можно заметить, что зоны повышенной трещиноватости известняков при этом гидродинамически замкнуты и изолированы, т. е. имеют «островной», прерывистый характер развития.

В отличие от верхнемеловых, карбонатные пласты нижнего ме-

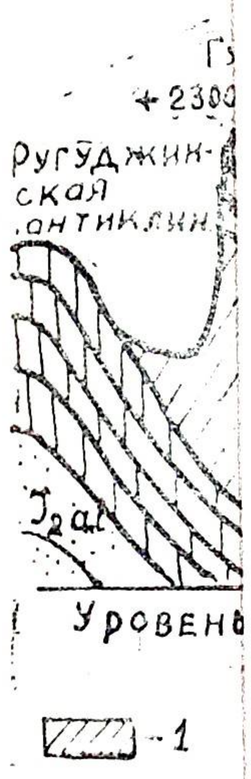


Рис.

стями и являются типичными для диапировых зон. Показательны в этом плане и их мощности: в синклинальных зонах они примерно в 2—2,5 раза меньше чем в сводах Хиндахской и Гергебельской антиклиналей. В условиях имеющихся конседиментационных складок, картина распределения мощностей глин, если бы не имело место широкое развитие диапиризма, была бы обратной.

Процесс медленного послойного пластического выжимания среднеюрских глин к границе карбонатных пластов наблюдается и в настоящее время и выражается периодическими мощными их оползнями. Они происходят 1 раз в 10—15 лет. Прямые наблюде-

цессы являются главной причиной формирования обращенных форм рельефа, многочисленных каньонов, бессточных оврагов и долин.

Представляет интерес более подробное рассмотрение природы и закономерностей их развития. Прежде всего, раздвиги — неотъемлемое звено и продукт процесса формирования складчатости в целом, а также отдельных его форм.

При формировании структур несомненно происходит «послойное пласт[illegible] перераспределение вещества горных пород, кото-
рое сопр
этом, по
«нагнета
го сколь
к появле
ледних, к
этих нап
ханическ
пов и ам
понимани
материал

Как и
Предгорн
шие расс
хребту к
централь
но-морска
аналогич
(1,5—3 к
Особенно
лы паден
осложнен
глинисты

В зона
налей и
пород, ес
чины кото
го, Л. А.
всего, зав

Как п
отложении, оконтуривающие поднятия во внешней антиклинальной палеогеновых зоне, в определенной степени подвергаются механическому разрушению и на участках тектонических напряжений имеют некоторую трещиноватость. Однако при этом целостность пластов не нарушается, они заметно растягиваются и почти не имеют видимых тектонических разрывов. Пласты верхнемеловых известняков, представленные хемогенными разновидностями, в сводах антиклиналей подвергаются более интенсивному механическому дроблению.

В зонах растяжений при очень больших амплитудах складок пласты иногда и разрываются. Однако ширина раздвигов при этом

небольшая (50—100 м). В целом и эти пласты также растягиваются без нарушения целостности и в них формируются зоны трещиноватости, к которым, как известно, приурочены высокопродуктивные нефтяные и газовые залежи в Приморском Дагестане и в зоне Передовых хребтов ЧИАССР. Можно заметить, что зоны повышенной трещиноватости известняков при этом гидродинамически замкнуты и изолированы, т. е. имеют «островной», прерывистый характер развития.

В отличие от верхнемеловых, карбонатные пласты нижнего мела и верхней юры сложены более твердыми, плотными, мраморовидными разновидностями. При сильном ударе молотком, например, последние издают звенящий звук, от них с трудом откалываются отдельные куски, а верхнемеловые же известняки легко рассыпаются на мелкие части. Как показывают наблюдения, в зонах тектонических напряжений, пласты этих известняков не подвергаются растяжению с формированием обширных зон трещиноватости аналогично верхнемеловым. Они, как правило, просто разрываются в одном или в нескольких плоскостях и образуют раздвиги. (Рис. 1).

По установившимся взглядам (1) считается, что в процессе конседиментационного формирования представленных на рис. 1 Хиндахской и Гергебельской антиклиналей произошел вертикальный подъем слоев с последующим разрушением их бронированных карбонатными породами сводов и денудацией среднеюрской глинистой толщи. Фактически же, как видим, в процессе подъема Хиндахской и Гергебельской антиклиналей произошли разрывы карбонатных пластов в их сводах, а крупные раздвиги толщ формировались не только в центрах антиклиналей, но и в ядрах синклиналей. Растягиванию и разрыву подвергаются прежде всего самые верхние слои в зонах перегибов антиклиналей. В сводах антиклиналей глинистые слои между отдельными слоями карбонатных пластов (баррем, готерив, оксфорд) также полностью выжимаются и последние залегают друг на друга. На крыльевых участках мощности этих глин увеличиваются книзу за счет гравитационного их осыпания. Этот процесс в конечном итоге приводит к увеличению углов падения крыльев до 80—85°.

Среднеюрские глины рассматриваемых антиклиналей представлены тектонически мелкодробленными рассыпчатыми разновидностями и являются типичными для диапированных зон. Показательны в этом плане и их мощности: в синклинальных зонах они примерно в 2—2,5 раза меньше чем в сводах Хиндахской и Гергебельской антиклиналей. В условиях имеющихся конседиментационных складок, картина распределения мощностей глин, если бы не имело место широкое развитие диапиризма, была бы обратной.

Процесс медленного послойного пластического выжимания среднеюрских глин к границе карбонатных пластов наблюдается и в настоящее время и выражается периодическими мощными их оползнями. Они происходят 1 раз в 10—15 лет. Прямые наблюде-

ния говорят и об опускании ядра Мурадинской синклинали в отдельных зонах почти на 3,5 м за последние 40 лет.

Рассматривая в этом плане в целом Кавказское горное сооружение можно предположить, что появление в нижней юре в центре его подъема и образование двух бассейнов во многом, если не в основном, обязаны диапировому выжиманию толщи аспидных сланцев, мощность которой в этой зоне достигает 9 км, а на окраинах уменьшается до нулевых значений.

Увеличение амплитуды Главного Кавказского раздвига до современной величины и относ обрывов верхнеюрской карбонатной толщи на противоположные борта крупной горной системы сильно активизировались в четвертичное время, о чем свидетельствуют закономерности размещения ледниково-речных и особенно континентальных террас. Последние имеют в горном Дагестане четкую нивелировку по ступеням, легко нумеруются и хорошо сопоставляются на противоположных бортах долин рек, нагорьев и каньонов.

В зоне, представленной на рис. 1, количество ступеней террас на поймах рек Кара-Койсу и Казикумухское Койсу одинаковое на всех склонах долин и составляет — 52—53. В отличие, на Гунибском плато и Кегерском нагорье их число от пойм рек составляет — 115. Верхняя граница наличия на последних также выше примерно на 800 м по сравнению с окружающими вершинами, сложенными среднеюрскими глинами. Но что примечательно, континентальные террасы расположены по самым краям обрывов каньонов и самих нагорьев. Они не имеют видимых следов водной эррозии. Подчеркнем также, что уровни и амплитуды всех ступеней террас удивительно снивелированы и совпадают на Гунибском плато и на отодвинутом от него Кегерском нагорье.

Возраст разорванных самых нижних террас Гунибского сводового прогиба, собственно на Кегерском нагорье и раздвинутом от него Гунибском плато, может быть оценен нижнехазарским временем. Исходя из этого, можно говорить, что скорость раздвига Гунибского плато от Кегерского нагорья за последние 300 тыс. лет составляет в пределах почти до 5 мм в год, а в голоцене по разрыву террас фазы Гшнитц (7000 лет) — почти 5—8 мм в год. Нетрудно подсчитать, амплитуды и скорости вертикального подъема Кегерского нагорья за эти же периоды по наблюдениям за ледниково-речными континентальными террасами, а также древними солнечными календарями оцениваются в пределах 1200 м и 1,5 мм (6) в год за четвертичный период, 80 м и 2,5—3 мм в год в середине голоцена.

Таким образом, как видно, растягивающие тангенциальные напряжения в пластах карбонатной толщи, которые приводили к увеличению амплитуды раздвигов, являлись не просто слагаемыми вертикальных тектонических напряжений в центральной части горной системы, а формировались непрерывно в недрах самих краевых зон. Нагнетание пластичных глин в зоны раздвигов привело к появлению новых раздвигов в карбонатной толще, по

которым происходило откалывание отдельных карбонатных глыб, таких как горные плато Гуниб, Шунудаг, Тлили-Меэр, крупного Кегерского нагорья, плато Дурчи-даг и т. д., а также и к формированию протяженных каньонов.

Отдельные из них претерпели значительный дрейф, другие же только едва откололись от региональной границы карбонатной толщи, а третьи еще не до конца откололись.

Этот тип раздвигов, очевидно, целиком обязан своим возникновением нагнетанию глин в зону главного раздвига и имеет продольное направление, параллельное главному складчатому сооружению. Эти раздвиги являются главными продольными и, в зависимости от амплитуды и законченности процесса откалывания бортов карбонатной толщи, могут быть законченными и незаконченными.

Но в процессе формирования антиклинориев, в процессе нагнетания пластичных глин тектонические напряжения испытывают также и бронирующие карбонатные пласты их крыльев, т. к. тангенциальные напряжения в них направлены не строго перпендикулярно к линии главного раздвига. Последние приводят к появлению многочисленных законченных и незаконченных раздвигов в боковых, крыльевых зонах антиклиналей. Такие раздвиги могут быть объединены в поперечные законченные и незаконченные, в зависимости от охвата мощности карбонатных пластов.

В Горном Дагестане раздвиг бронирующих карбонатных пластов приводит к обнажению мягкой среднеюрской толщи глин и создает, таким образом, условия для последующей интенсивной денудации ядра антиклинали. Разрушение глинистой толщи приводит к уменьшению веса слоев пород в зоне раздвига и в результате усиливается процесс нагнетания глин, а вследствие этого и общего вертикального подъема горного сооружения.

Нетрудно представить, что здесь мы имеем дело с автомодельным процессом, основными элементами которого являются: диапировое выжимание пластичных глин из бортов бассейна, вертикальный подъем слоев, разрыв вышележащих карбонатных пластов с формированием раздвигов в них и гравитационным скольжением, одновременным смятием их в «гармошку», интенсивное разрушение обнаженных мягких среднеюрских глин, усиление диапирового выжимания глин как из отдельных синклинальных зон к сводам антиклиналей, так и в региональном плане от бортовых зон к своду Кавказского сооружения, формирование новых раздвигов и увеличение существующих, размыв глинистых сводов антиклинариев и т. д.

Максимум и минимум функции в данном случае, как видим, контролируется, с одной стороны, пластичностью и соотношением объемов глинистой и карбонатной толщ, а с другой — механическими свойствами и мощностью крепких пластов, сопротивлением их изгибу и растяжению.

Очевидно, немаловажно и воздействие внешней среды: усиление процессов эрозии глинистой толщи средней юры в результате,

например, вековых изменений климата, увеличения осадков, усиления деятельности ледников и т. д. могут быть толчком к вторичному запуску или усилению автомодельного процесса. Последними, вероятно, объясняется наблюдаемое резкое усиление процесса горообразования Кавказа в четвертичное время в целом, а также в середине голоцена и некоторое замедление его в настоящее время.

Из изложенного следует, что раздвиги карбонатных пластов играют, можно сказать, ведущую роль в формировании структурного плана Горного Дагестана и усилении вертикального подъема Кавказской горной системы в целом.

Немаловажным при этом является то, что раздвиги приводят к несовпадению структурных планов верхнемеловых и юрских пластов. Структуры Горного Дагестана и, надо ожидать, Предгорного тоже являются типичными структурами чехла, формировались в результате срыва крепких карбонатных и песчаных пластов в процессе подъема горного сооружения и последующего смятия их в «гармошку» с перераспределением пластичных глин отдельно в каждом этаже. Роль же блоковых подвижек фундамента при этом, как видим, очень незначительна. Слабый учет этого фактора многими геологами, преувеличение значений блоковых подвижек фундамента, на наш взгляд, являются причиной многих неудач поисково-разведочных работ в нижнемеловых и юрских отложениях Приморского Дагестана.

С другой стороны, в результате разрывных нарушений типа раздвигов карбонатные пласты нижнемеловых и юрских отложений в сводах антиклиналей и ядрах синклиналей вообще могут отсутствовать на значительных площадях.

Последнее положение имеет, на наш взгляд, большую актуальность при поисково-разведочных работах на нефть и газ в Предгорном Дагестане.

За последние годы в этом регионе рассматриваемые отложения становятся одним из основных объектов разведки и на них возлагаются большие надежды.

Уже говорилось, что антиклинальные складки Горного и Предгорного Дагестана имеют аналогичное строение. Как следует из вышеизложенного, во многих случаях в сводах высокоамплитудных складок, именно там, где согласно существующей методике размещается основной объем разведочного бурения, нижнемеловые и верхнеюрские отложения могут отсутствовать. Этим, вероятно, объясняется противоречивость взглядов на закономерности распределения и границы нижнемеловых и верхнеюрских известняков в Предгорном Дагестане. В этом районе на многих площадях: Селли, Гаша, Ачи-Су, Дузлак, Талги, Каякент и др. эти пласты бурением не выявлены. В то же время на соседнем малоамплитудном поднятии Заузенбаш вскрытая мощность этих пластов в двух скважинах превышает 22 м. Небольшая мощность их (50—100 м) и на своде высокоамплитудной антиклинали Шамхалбулак, а на соседней площади Миатлы мощность только доломитов верхней юры превышает 200 м.

Не отрицая возможности стратиграфических перерывов осадконакопления, нельзя отрицать, на наш взгляд, что полная мощность рассматриваемых пластов может быть встречена в крыльевых зонах из перечисленных структур. Это также имеет важное значение для дальнейшей постановки направленных поисково-разведочных работ на нефть и газ. Дело в том, что в отличие от верхнемеловых чисто хемогенных известняков, где емкостные характеристики, как было сказано, целиком обусловлены вторичной, тектонической трещиноватостью, в нижнемеловых и в верхнеюрских пластах широко развиты участки доломитизации, встречаются обширные зоны развития органогенных известняков.

С другой стороны, эти пласты снизу контактируются с мощной глинистой толщей средней юры, богатой ограническим исходным материалом для генерации нефти и газа, а сверху перекрыты нижнемеловой глинистой толщей, имеющей хорошие экранирующие свойства. Думается, эти факторы дают основание для постановки поисков неантиклинальных, литологически экранированных залежей в отложениях нижнего мела и верхней юры.

Наиболее перспективными для постановки таких работ, по нашему мнению, являются крыльевые участки неглубоко залегающих антиклиналей в зоне Дагестанского клина и прилегающих к нему районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брод И. О. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Труды комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ), выпуск 2, с. 273—305. Л. Гостоптехиздат, 1960 г.

2. Варданьянц Л. И. Материалы по геоморфологии Кавказа. Изд. Гос. геогр. общества, т. 65, вып. 2, 1933 г.

3. Шалпо В. Н. Альпийская геодинамика большого Кавказа. М.: Недра, 1978 г.

4. Эльдаров М. М. География Дагестана, Махачкала, 1977 г.

5. Исрапилов М. И. Возможности скопления залежей УВ в синклинальных прогибах верхнемеловых отложений Предгорного Дагестана. Труды ИГ ДагФАН СССР, вып. 27, Махачкала, 1982 г., 102 с.

6. Исрапилов М. И. Возраст ледниковых террас и скорости подъема Горного Дагестана в голоцене. Труды ИПГ ДагФАН СССР, Махачкала, 1984 г., с. 102—104.

7. Никитин М. Ю. Речные террасы и новейшая тектоника Горного Дагестана. Бюллетень МОИП, 1979, т. 54. С. 88—105.

М. Х. ДЖАМАЛУДИНОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИН В ПРЕДЕЛАХ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Изучением процессов уплотнения глинистых отложений в пределах Восточного Предкавказья занимались многие исследователи (3, 8, 10, 11, 5, 1). Несмотря на то, что многолетние исследования, проведенные в данном регионе, позволили выявить основные закономерности уплотнения глин, осветить в той или иной мере роль отдельных факторов в этом процессе, остаются вопросы, требующие более детального рассмотрения с использованием всех новых данных.

В данной статье нами рассматриваются особенности уплотнения глин в пределах различных тектонических структур, роль различных факторов в этом процессе, современная пористость этих отложений и процессы, её определяющие.

Уплотнение глинистых пород в природных условиях происходит в результате уменьшения их пористости под воздействием механических сил и физико-химических процессов. Степень уплотнения глинистых пород определяется, в основном, величиной геостатического давления и их физические свойства, соответственно, зависят, главным образом, от достигнутой глубины погружения или величины прилагавшейся нагрузки. Воздействие на процессы уплотнения других факторов, таких как геологический возраст, скорость седиментации, степень глинистости воспринимается неоднозначно. Одни исследователи (2, 8, 5) указывают на зависимость пористости глин от геологического возраста, считая, что она отражает сложные эпигенетические процессы, протекавшие в уплотняющейся породе под воздействием различных факторов, основным из которых является температура. Другие же (7), опираясь на факты существования регионов, где физические свойства пород близкого литологического состава примерно одинаковы, хотя их возраст существенно отличается, говорят о малосущественности фактора времени для уплотнения. Отрицая воздействие геологического возраста на пористость при гидростатическом давлении, некоторые исследователи (6) указывают на связь степени уплотнения со скоростью осадконакопления.

Значительное воздействие на темпы уплотнения оказывает и наличие в разрезе глинистой толщи песчано-алевролитовых слоев, служащих областями разгрузки для отжимающихся при уплотнении вод. Рассмотрение процесса уплотнения майкопских глин в Западно-Кубанском краевом прогибе показало, что «уплотнение глин одного и того же возраста в интервале одних и тех же глубин и практически в одинаковой геотектонической обстановке

происходит неравномерно и в сильной степени зависит от количества и мощности хорошо проницаемых пород в разрезе». (11)

В условиях нормального уплотнения глин (давление флюидов гидростатическое) зависимость между пористостью глин и глубиной их залегания выражается функцией (4):

$K_п^н = K_п^о e^{-\beta H}$, где $K_п^м$ — пористость на глубине H; $K_п^о$ — пористость на земной поверхности (H=0); e — основание натурального логарифма, β — коэффициент необратимого уплотнения.

Изучение закономерностей уплотнения глин во многих регионах показывает, что темп и степень этого уплотнения в различных геотектонических условиях варьирует в весьма широких пределах и в целом ряде случаев значительно отклоняются от известных закономерностей уплотнения глинистых образований.

Типовые кривые уплотнения глин построены для многих регионов в широком стратиграфическом интервале. Кривая изменения пористости с глубиной Дж. М. Уэллера (12), характеризующая этот процесс в Венесуэльском осадочном бассейне, подчиняется логарифмическому закону в интервале 1000—2500 м (пористость (0,250—0,041). Эта кривая охватывает стратиграфический интервал вплоть до девона. Кривая Вассоевича Н. Б., [3] построенная по материалам Александрийской опорной скважины изменяется по логарифмическому закону в интервале глубин 500—3500 м (0,388—0,068). Для глинистых пород Сургутского района (9) кривая изменения пористости с глубиной подчиняется логарифмическому закону в интервале 800—3000 м (пористость 0,275—0,41).

Выше и ниже этих глубин закон изменения абсолютной пористости иной, что по-видимому, связано с изменениями внутреннего строения глинистых пород. В Сургуте изменения пористости в интервале 10—800 м происходят почти по линейному закону.

Нами, в целях изучения закономерности изменения пористости с глубиной, построены кривые уплотнения глинистых отложений, характеризующие эти процессы в пределах следующих геотектонических элементов: осевая часть Терско-Сулакского прогиба, платформенный борт прогиба, Прикумская зона поднятий, Восточно-Манычский прогиб, вал Карпинского. Эти кривые, построенные на основе более чем 600 определений пористости, позволяют полно и представительно охарактеризовать в исследуемом регионе процесс уплотнения глин, рассмотреть движущие силы этого процесса. Анализ кривых уплотнения построенных для разных геотектонических обстановок Восточного Предкавказья показывает, что все они в целом отражают логарифмическую зависимость пористости глин от глубины. На сводном графике (рис. 1) видно, что пористость глин уменьшается с увеличением глубины их залегания. Скорость уменьшения пористости высока на небольших глубинах и замедляется с увеличением глубины их захоронения. Наибольшей пористостью глин характеризуется кривая уплотнения осевой части Терско-Сулакского прогиба (2). Она освещает интервал разреза от 2300 до 5500 м, включающий отложения от сармата до нижнего

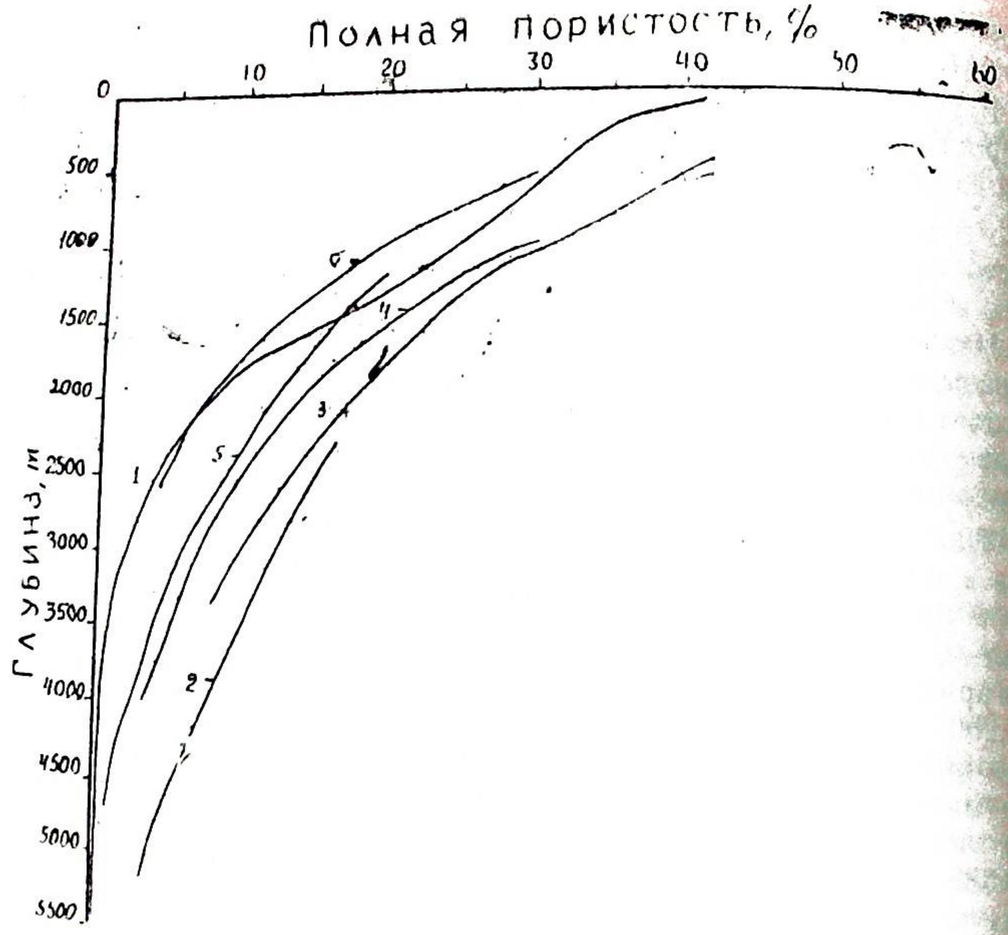


Рис. 1. Зависимость пористости глин от глубины залегания
1 — по Дж. Уэллеру; 2 — для осевой части Терско-Сулакского прогиба; 3 — по Н. Б. Вассоевичу; 4 — для Прикумской зоны поднятий; 5 — для Восточно-Манычского прогиба; 6 — для вала Карпинского.

мела. Пористость в этом интервале уменьшается от 0,14 до 0,03 и является аномально высокой для этих глубин. Кривая, характеризующая следующий геотектонический элемент — платформенный борт Терско-Сулакского прогиба — кривая Вассоевича Н. Б. (3) охватывает четвертичные и третичные отложения этой зоны, включая майкопские на глубинах от 500 до 3500 м. Пористость здесь уменьшается от 0,38 до 0,068. Хотя эта кривая обычно рассматривается как кривая нормально уплотненных глин, следует отметить, что в интервале майкопских глин ей соответствуют относительно повышенные значения пористости. Прикумскую зону поднятий характеризует кривая уплотнения (4), построенная в интервале 1000—4000 м и охватывающая отложения от майкопа до верхнего мела. Пористость в указанном интервале закономерно уменьшается от 0,30 до 0,035, строго подчиняясь логарифмической зависимости от глубины.

Восточно-Манычский прогиб характеризует кривая уплотнения глин (5), построенная, в основном, по данным скважин Даргинская — 2 и Калининская — 1. Кривая охватывает отложения

в стратиграфическом интервале от майкопа до нижнего триаса. Глины здесь нормально уплотнены, уменьшение пористости с глубиной происходит по логарифмическому закону. В интервале 1300—4300 м пористость изменяется от 0,20 до 0,020. Вал Карпинского охарактеризован кривой изменения пористости с глубиной (6), построенной по данным опорной скважины Джанай—1. Глины здесь сильно уплотнены, пористость уменьшается от 0,30 на глубине 550 метров до 0,05 на глубине 2500. Кривая характеризует разрез в стратиграфическом интервале от акчагыла до перми-триаса.

Рассмотрение факторов, влияющих на процесс уплотнения глин в данном регионе показывает, что доминирующее воздействие на этот процесс оказывает геостатическое давление. Это воздействие выражается в закономерном уменьшении пористости с глубиной, по мере роста гравитационной нагрузки. Сопоставление кривых изменения пористости, построенных для различных геотектонических зон Восточного Предкавказья указывает на схожесть основных закономерностей уплотнения глин с глубиной во всех этих зонах. Вместе с тем каждая из этих кривых отлична от другой, отражает историю геологического развития и связанные с ним особенности уплотнения отдельного геотектонического элемента.

Рассмотрим эти особенности и определяющие их факторы на примере майкопской толщи, наиболее представительной и информативной в плане изучения процессов уплотнения в Восточном Предкавказье. Выбор майкопских отложений для этих целей обусловлен следующими факторами: близостью мощностей майкопских глин в пределах всех рассматриваемых структур (за исключением вала Карпинского), что свидетельствует об одинаковых скоростях осадконакопления; отсутствием существенных изменений минералогического состава глин с глубиной (1), дающим возможность свести до минимума погрешности, связанные с особенностями уплотнения различных типов глин; отсутствием размыва этих отложений.

Изучение особенностей уплотнения этих глин с глубиной показывает, что кроме гравитационной нагрузки существенное влияние на этот процесс оказывает степень глинистости этих отложений и условия их дренажа.

Отмеченные выше высокие значения пористости майкопских отложений в осевой части Терско-Сулакского прогиба в совокупности с повышенными значениями этого параметра на его платформенном борту (скв. Александрийская — 1) свидетельствуют о существовании здесь региональной зоны АВПоД. Её образование и сохранение связано с низкой проницаемостью глин и отсутствием условий для дренажа отжимающихся при уплотнении вод в данной области. Глинистость майкопской толщи здесь значительна и изменяется от 86% в осевой части прогиба до 79% на её платформенном борту. В Прикумской зоне поднятий и в Восточно-Манычском прогибе она составляет соответственно 78 и 69%. В этом же направлении улучшаются и условия для миграции отжимающихся

из глин вод. Одним из факторов изменения пористости по направлению от осевой части Терско-Сулакского прогиба к валу Карпинского является уменьшение глинистости в этом направлении с соответствующим ростом содержания песчано-алевролитовых проницаемых прослоев.

Рассмотренный выше пример дает основание утверждать, что при накоплении мощных глинистых толщ, подобных майкопским, большие гравитационные нагрузки являются обязательным, но недостаточным условием их консолидации. Нормальная консолидация глин происходит тогда, когда глинистые толщи контактируют с регионально развитыми песчаными пластами, могущими служить областью разгрузки для вод из уплотняющихся глин. Отставание же оттока поровой воды из глинистых пород в процессе их погружения обуславливает интенсивное сжатие флюидов, что приводит к формированию в глинистой толще аномально высоких поровых давлений — АВПоД и связанной с ним аномально высокой пористости.

Особого объяснения требует характер уплотнения майкопских глин в районе вала Карпинского, где кривая уплотнения характеризуется крайне низкими значениями пористости. Это может быть объяснено рассмотрением истории уплотнения этих глин, которую можно разделить на два этапа: до — и послеинверсионный. На доинверсионном этапе, продолжавшемся до середины плиоцена происходило погружение пород, водонапорные системы мезозоя и кайнозоя были, в основном, закрыты. Начавшееся в среднем плиоцене поднятие горных сооружений Кавказа и вала Карпинского привело к размыву в некоторых местах до 1500—2000 м отложений. В результате размыва, водонапорные системы мезозоя и кайнозоя (вплоть до нижнемеловых) раскрылись, началась активная разгрузка подземных вод. На этом, послеинверсионном этапе, майкопские глины начали активно дренироваться песчаными пластами, значительно ускорился процесс их консолидации. Можно предположить, что именно сочетание двух факторов: резкое воздымание и интенсивная разгрузка поровых вод из вышеуказанных отложений явилось причиной их сильного уплотнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Б. Л. Аномально-высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1988, 216 с.

2. Буряковский Л. А., Джеваншир Р. Д. О зависимости пористости глин от геологического возраста и литологии терригенного комплекса. Изв. ВУЗов, Нефть и газ, 1975, № 10, с. 7—12.

3. Вассоевич Н. Б. Опыт построения кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. Новости нефтяной техники. Геология, № 4, 1960 .

4. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970, 239 с.

5. Дурмишьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород. Изв. АН СССР сер. геологическая, 1973, № 8. С. 85—89.

6. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. М.: Недра, 1982, 296 с.

7. Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях. М.: Наука, 1982, 142 с.

8. Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965.

9. Нестеров И. Н. Уплотнение глинистых пород. «Советская геология», 1965, № 12.

10. Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М.: Недра, 1964, 134 с.

11. Тесленко П. Ф., Коротков Б. С. Влияние прослоев песчаных пород в глинах на их уплотнение. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11, 1966.

12. Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков — В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: Гостоптехиздат, 1961, с. 84—137.

К. А. САБАНАЕВ, Б. М. СЕЙТИЕВ, З. Н. МАХМУДОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АВПД В ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОНАХ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Строительство скважин является довольно сложным и не всегда удачно завершаемым процессом. Одной из трудных проблем при их строительстве остается бурение в условиях проявления аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Изучением происхождения АВПД занимаются сравнительно давно, но вместе с тем представления о нем существенно расходятся у разных авторов. В последнее время подавляющее большинство исследователей сошлись на том, что причины возникновения аномальных давлений связаны с геологическими, физическими, геохимическими и механическими процессами, но выяснить относительную роль каждого отдельного фактора необходимо исходя из конкретных условий (состав пород, тектонические формы, история развития и др.).

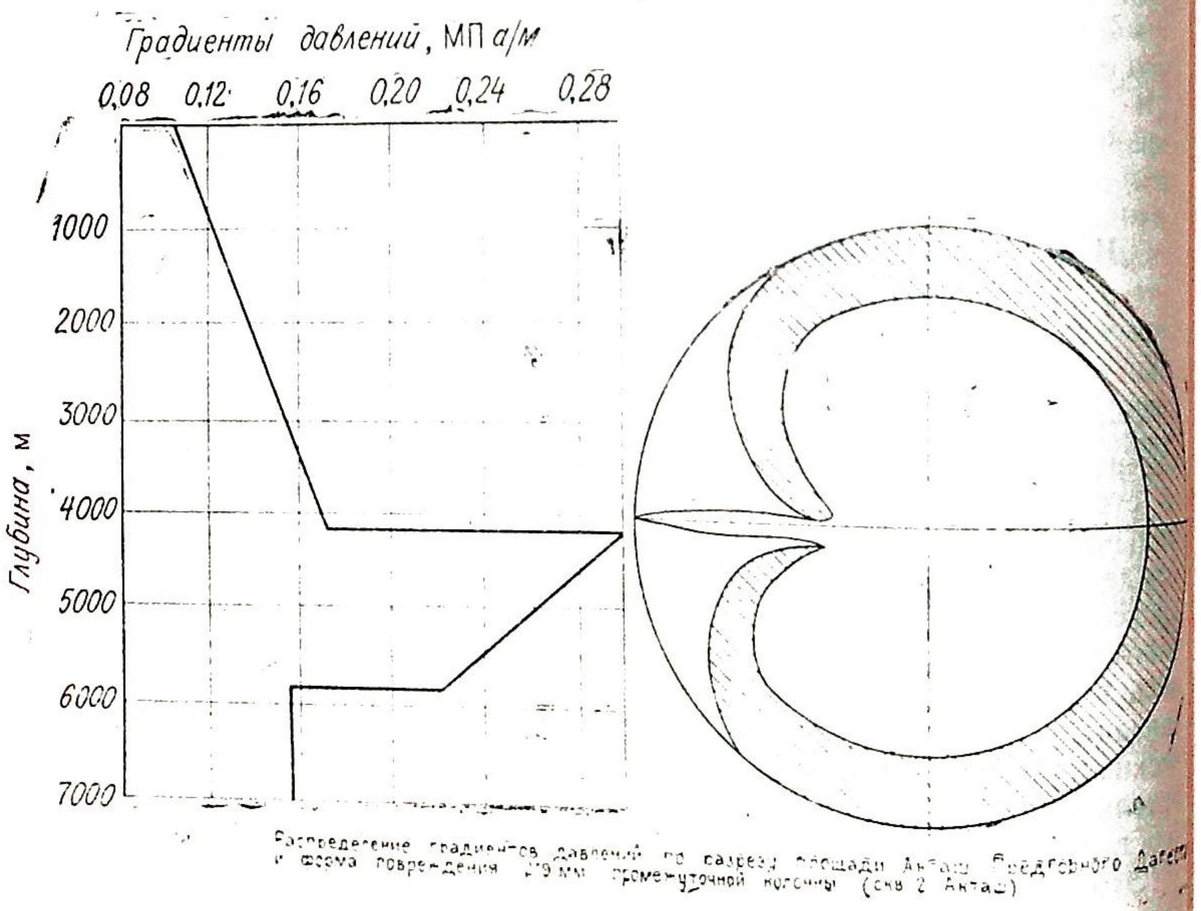
Этот вопрос имеет исключительно важное значение, так как в зависимости от того, какой из этих процессов был главным в формировании АВПД, зависит и характер и степень проявления осложнений, а, следовательно, и методы их преодоления.

В условиях Дагестана с наиболее труднопреодолимыми осложнениями, связанными с АВПД, столкнулись в связи с освоением больших глубин (до 6000 м). Ряд аварий, связанных со смятием

промежуточных колонн из-за проявления АВПД в майкопских отложениях, привели к ликвидации скважин по техническим причинам, (скв. 2 пл. Акташ, скв. 225, пл. Махачкала, 5 пл. Исти-Су, скв. 148, пл. Ачи-Су и др.). Изучение промысловых материалов по вышеуказанным авариям не привело к единому мнению относительно причин смятий обсадных колонн.

Однако, дальнейший анализ показал, что общим объяснением этих аварий, по-видимому, являются особенности проявления АВПД в Предгорном Дагестане.

Так, если рассмотреть подробно случай потери целостности 219 мм промежуточной колонны на скв. 2 пл. Акташ, то можно проследить следующее. Спущенными в скважину разного диаметра и конфигурации свинцовыми оправками, было установлено, что 219 мм колонна, перекрывающая верхний майкоп, в интервале 4175—4176,5 м была смята (рис. 1). Расчетное наружное избыточное давление при $\gamma = 216$ кг/м³ составило 55, 1 МПа. Такому значению давления (Рни) удовлетворяли только трубы импортного производства, которые должны были отвечать условиям проч-



Распределение градиентов давлений по разрезу площади Акташ Предгорного Дагестана и форма повреждения 219 мм промежуточной колонны (скв 2 Акташ)

ности: $\frac{P\ см}{P\ ни} \geqslant 1{,}125$, где Р см — наименьшее сминающее давление для обсадных труб, МПа. В скважину были спущены обсадные трубы ∅ 219 мм Р—110×14, 15, у которых запас прочности на

расчетное наружное избыточное давление составлял: $\frac{754}{551} = 1{,}368 > 1{,}125$,

Как видно из вышеприведенного, при равномерном распределении сил горного давления при общепринятом градиенте 0,0231 МПа/м, смятие колонны не должно было произойти.

Снижение прочности обсадных труб из-за износа маловероятно, т. к. в обсадной колонне произведено всего 5 рейсов инструмента при времени механического бурения 446 часов.

У. Фертль и др. допускают, что значения градиентов горного давления в определенных условиях могут достичь максимальной величины 0,0312 МПа/м³. В условиях Дагестана пластовые давления вплотную приближаются к давлению веса вышележащих пород, а по-видимому местами превышают его.

Смятие колонны произошло вследствие проявления АВПД, с градиентами не менее 0,029 МПа. Как показывает расчет, при этом значении градиента горного давления, наружное избыточное давление:

$$P_{ни} = 0{,}1\ z\ (\gamma_п - \gamma_0), \text{ где}$$

$P_{ни} = 67{,}6$ МПа, $\gamma_0 = 128$ кг/м³ — снижение плотности глинистого раствора при проявлении:

$$\frac{P_{см}}{P_{ни}} = 1{,}115 < 1{,}125,$$

т. е. условия прочности колонны не выполняются.

Майкопские отложения, сложенные пластичными и мягкопластичными глинами, поглощают всю нагрузку, передающуюся из глубоких горизонтов в результате прерывисто-непрерывных тектонических движений, происходящих в них. Эти процессы и являются основной причиной формирования в них АВПД, иногда значительно превышающими градиенты 0,0231 МПа/м, горного давления. Анализ причин смятия промежуточных колонн свидетельствует, что все скважины, где имели место смятия колонн, приурочены к глубинным разломам трассированным авторами. Так, скважина 226 Махачкала — к Западной ветви Нараттюбинской серии разломов; 5 Исти-Су — Экибулакскому поперечному глубинному разлому, к которой было приурочено и землетрясение в Дагестане в 1970 г; 148 Ачи-Су — Губденскому поперечному глубинному разлому; Акташ — Гилянскому глубинному разлому.

Уплотнение майкопских глин в зонах влияния разломов происходит и в настоящее время, свидетельством чему является наличие в разрезе майкопских отложений мягкопластичных глин (ин-л 4210—4230 м), выделенных с помощью метода прогнозирования АВПД по геофизическим данным.

По глубине залегания майкопских, а также по характеру проявления АВПД, впервые вся территория Предгорного Дагестана

авторами разделена на три группы площадей: Акташская, Махачкалинская, Дербентская. Это разделение позволяет более аргументированно проектировать оптимальные режимы бурения в различных районах Предгорного Дагестана, что будет способствовать снижению аварийности при проводке скважин.

Наиболее опасной по проявлению АВПД в майкопских отложениях является 1 группа площадей. Этот район является северным обрамлением Сулакского тектонического выступа, который имеет несколько ступеней погружения в восточном и северном направлениях. Вероятно, к этой зоне имеет непосредственное влияние Гилянский глубинный разлом, ко II и III группам площадей — Нараттюбинская серия разломов, а ко II и поперечные разломы.

ВЫВОДЫ: 1/. В зонах проявления глубинной тектоники на площадях Предгорного Дагестана градиенты горного давления в майкопских отложениях могут достигать значений, превышающие общепринятые 0,0231 МПа/м, это обстоятельство явилось причиной смятия 219 мм промежуточной колонны в скв. 2 Акташ.

2/. При заложении скважин на площадях I группы Предгорного Дагестана необходимо учесть приуроченность их к глубинным разломам, и при их проектировании расчет обсадных колонн вести исходя из возможного превышения градиента горного давления до 0,029 МПа/м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фертль У. Х. Аномальные пластовые давления. М.: Недра, 1980 (перевод с английского).

2. Добрынин В. М., Серебряков В. А. Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1978.

3. Сабанаев К. А., Ягибеков В. И., Сейтиев Б. М. Некоторые итоги определения АВПД на площадях Предгорного Дагестана. — В сб. ДФАН СССР «Нефтегазоносность глубокопогруженных зон Дагестана», 1982, вып. 27.

4. Сабанаев К. А. Опыт прогнозирования АВПД на разведочных площадях Предгорного Дагестана. «Экспресс-информация», серия «Нефтегазовая геология и геофизика», № 7, 1981 г. с. 15—20.

Н. Н. ДОБРОРОДНЫЙ, А. Б. МЕГАЕВ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ КАВКАЗСКОГО ОРОГЕНА И ПЕРЕДОВОГО ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА

В региональном структурно-тектоническом плане регион исследований расположен на сочленении двух крупнейших тектонических мегаструктур: Кавказского мегатиклинория и Каспийской впадины.

Применительно к тектоническому плану Восточного Предкавказья район относится к области Дагестанского клина, где развита полоса передовой неоген-четвертичной складчатости, которая с севера оконтурена предгорным краевым прогибом, а на востоке западным крылом Каспийской впадины. В строении его осадочного чехла принимают участие мезокайнозойские отложения общей мощностью свыше 6—7 км, залегающие на складчатом основании, представленным палеозойскими дислоцированными и метаморфизированными породами.

Расположение района исследований в тектонически напряженном узле и перемежаемость водоносных и водоупорных пород обусловили наличие сложной геогидродинамической обстановки, характеризующейся наличием двух гидрогеологических систем (артезианской и элизионной), в которых потоки подземных вод направлены навстречу друг другу.

Первый региональный инфильтрационный поток с артезианским режимом распределения напоров имеет общее северо-западное направление, развит во всех стратиграфических подразделениях мезокайнозойского возраста, фронт его продвижения, в зависимости от гипсометрического уровня области питания, находится или в пределах суши или продвигается в сторону падения пластов восточнее береговой линии Каспийского моря. Основным фактором течения инфильтрационного потока является негоризонтальность поверхности земли и силы гравитации.

Область инфильтрационного питания потока находится на западе района, где отложения водоносных горизонтов и комплексов выходят на дневную поверхность. Область транзита, где происходит снижение напоров с запада на восток, распространяется до глубин более 2000 м. Химический состав подземных вод инфильтрационного потока по анионам преимущественно сульфатный, а по катионам — трехкомпонентный. Газовая среда потока преимущественно азотная.

Существенно иными параметрами обладает второй поток с элизионным режимом распределения напоров, область питания которого располагается в погруженной части Каспийской впади-

ны, область транзита — западнее, а область разгрузки — на Приморской равнине и предгорьях. Приведенные напоры элизионного потока снижаются с востока на запад. Основные факторы, вызывающие элизионное течение, являются малоизученными и зачастую спорными.

Можно указать, тем не менее, следующие причины элизионного течения, обнаруженные в пределах района исследований:

Изменение пористости пород за счет механического сжатия и процессов физико-химического и минералогического преобразования.

Процессы появления новых объемов воды за счет процессов дегидрации минералов.

Так, в пределах района исследований выделены два коллектора — известняки и песчаники мелового возраста и песчаники среднего миоцена, причем, первый перекрывается мощной толщей майкопских, а второй — сарматских глин.

Вследствие мощного прогибания Каспийской впадины, быстро захороненные песчаные и глинистые толщи остаются недостаточно уплотненными и характеризуются аномально-высокими давлениями флюидов. Песчаые толщи образуют региональные водоносные системы, в которые под действием высоких давлений отпрессовывается вода из глинистых толщ и заставляет высокоминерализованную пластовую воду двигаться вверх по восстанию пластов в направлении водоносных горизонтов с нормальным давлением.

Высокие давления и температуры обусловливают диагенез монтмориллонита с переходом в иллит. Выделившаяся при этом пресная кристаллизационная вода либо остается в измененной глине под аномально высоким пластовым давлением (АВПД), если песчаные прилегающие слои уже находятся в условиях АВПД, либо двигается в водоносные горизонты с нормальным давлением и понижает их минерализацию.

Именно эти процессы развиты в пределах изучаемого региона, и они происходят в настоящее время на глубинах 800—4000 м. Так, фактические пластовые давления по скважинам Манасской площади превышают гидростатическое давление. В низах мощной сарматской глинистой покрышки а глубинах 300—600 м поровые давления, рассчитанные по геофизическим данным, достигают 63—114 ат, то есть превышают гидростатическое соответственно на 33—54 ат, а в глинистой толще отложений майкопа на глубине 2300 м поровые достигают 506—529 ат, что превышает условное гидростатическое на 276—299 ат и приближается к геостатическому.

Следует отметить, что пластовые давления на площади Манас в карагапском водоносном горизонте варьируют в пределах 109—159 ат, а рассчитанные по геофизическим данным поровые давления для этого горизонта составляют 152—154 ат.

Пластовые давления в чокракском водоносном горизонте составляют 117—170 ат, а поровые давления 204—210 ат. Как видно

из приведенных данных, пластовые давления хорошо сопоставляются с поровыми давлениями, рассчитанными по геофизическим материалам.

При этом следует учитывать, что совпадение поровых и пластовых давлений возможно на контакте коллектор-глинистая толща, а при удалении на десятки метров от коллектора поровые давления будут существенно отличаться от пластовых в сторону повышения. Таким образом, вполне закономерно, что во многих случаях, рассчитанные поровые давления оказываются выше замеренных пластовых, чем и объясняется некоторое отличие поровых и пластовых давлений в изучаемых отложениях.

Таковы гидродинамические условия элизионного глубинного потока, а они, в свою очередь, обусловили гидрогеохимическую зональность, выявленную на Манасской площади.

Химический состав элизионного потока хлоридный натриевый с минерализацией 50—87 г/л (скв. 100—М, 2—Т, 3—Т), причем воды карагапского горизонта имеют минерализацию 60—87 г/л, а чокракского горизонта — 48—50 г/л, что связано, очевидно, с процессами диагенеза монтмориллонитовых майкопских глин. Газовая среда потока преимущественно метановая.

Воды элизионного потока, практически не изменяя своего химического состава, достигают выхода отложений на поверхность, где осуществляется их совместная разгрузка с водами инфильтрационного потока.

Наиболее сложна и интересна в гидродинамическом и гидрогеохимическом отношении зона сочленения инфильтрационного и элизионного потоков, обнаруженная в пределах площади работ.

Местоположение зоны сочленения инфильтрационного и элизионного потоков и ее характер зависят от гипсометрического положения области питания инфильтрационного потока, его уклона, проницаемости коллекторов, порового давления глинистых толщ и, как следствие, уклона элизионного потока. Сочленение встречается двух видов: в первом случае оно выражено открытой совместной разгрузкой в области выхода пластов на дневную поверхность, как это происходит на Манасской площади, где область питания инфильтрационного потока располагается на низких гипсометрических отметках. Во втором случае (площади Манас—Махачкала, Тернаир) сочленение происходит в области погружения пластов, где вследствие уравновешивания артезианского и элизионного напоров устанавливается относительно стабильная пограничная область смешения потоков. При этом их разгрузка затруднена и могла бы происходить субвертикально в распыленном виде, если бы этому не препятствовали высокие градиенты поровых давлений в сарматской толще глин.

Вследствие этого разгрузка инфильтрационного потока, очевидно, осуществляется латерально по пласту вдоль фронта сочленения потоков, контролируясь направлением зоны гидродинамического барьера. Основная разгрузка происходит по зонам тектонических нарушений в узлах их пересечения.

Наиболее четко и ясно динамика элизионного и инфильтрационного потоков видна в области Кукурттауского разлома, который выполняет роль гидродинамического и газогидрогеохимического барьера. Геотермический барьер выражен менее рельефно вследствие кондуктивного переноса тепла, но зона внедрения «холодного»» инфильтрационного потока довольно четко просматривается в южной части Махачкалинского месторождения.

Таковы гидродинамические условия зоны сочленения инфильтрационного и элизионного потоков на территории района исследований.

В гидрогеохимическом отношении зона сочленения, где происходит смешение потоков, представлена множеством генетически различных типов вод, отличающихся как по своему химическому составу, так и по минерализации.

В целом инфильтрационный поток характеризуется малой минерализацией (1—3 г/л), преимущественно сульфатным составом анионов и трехкомпонентным — катионов, элизионный поток характеризуется высокой минерализацией (50—85 г/л) и хлоридным натриевым составом. В области их смешения образуется переходная гамма промежуточных по минерализации вод, подчиняющаяся математическому уравнению прямой вида $y=ax+b$.

Главной гидрогеохимической особенностью зоны сочленения является повсеместная зараженность ее сероводородом, образование которого связано с процессами сульфатредукции (сульфатредуцирующие бактерии+сульфаты+органическое вещество).

Причем, наличие последних отмечено как в приповерхностной зоне области смешения, так и на погружении пластов, где зона сочленения находится на глубине свыше 1000 м. Так, на Махачкалинской площади по некоторым скважинам, имеющим повышенную минерализацию, т. е. находящихся в непосредственной близости от зоны сочленения, отмечено присутствие сероводорода. Нижняя граница распространения сульфатных вод контролируется температурным режимом, так как при температурах свыше 70—80° С деятельность сульфатредуцирующих бактерий угнетается.

Следует отметить тот факт, что воды элизионного потока оказывают влияние на гидрохимический режим речных артерий района. Так на гидрохимических профилях рек Черкес-Озень, Ачи-Су, Шура-Озень отчетливо проявляется подпитывание рек высокоминерализованными водами из отложений среднего миоцена.

Приведенные соображения о гидродинамических, гидрогеохимических и термобарических условиях района исследований, в основном, относились к кайнозойскому гидрогеологическому этажу.

В пределах района, вследствие больших глубин, отложения мезозоя вскрыты ограниченным числом скважин, причем, по многим из них отсутствует гидрогеологическая информация. Но, тем не менее, общие гидрогеологические условия мезозойского гидрогеологического этажа достаточно ясны, и они, судя по имеющимся данным, аналогичны условиям верхнего кайнозойского этажа.

С точки зрения формирования химического состава подземных

вод, в отложениях мезозоя наибольший интерес представляет Талгинское месторождение ультракрепких сульфидных минеральных вод. Проведенный авторами анализ структурно-тектонической обстановки региона позволил сделать вывод о том, что образование ультракрепких сульфидных вод связано, прежде всего, с наличием тектонического окна в отложениях кайнозоя на Кукурттауском поднятии.

Карбонатный коллектор мелового возраста на территории района повсеместно перекрыт мощной толщей майкопских отложений, которые в целом являются региональным водонефтегазоупором, вследствие преимущественного глинистого состава и высоких поровых давлений. Лишь только в пределах Кукурттауского поднятия отложения мелового возраста выходят на дневную поверхность. Здесь имеется множество нисходящих и восходящих источников, в которых вместе с водой выделяется нефть и газ (метан).

Таким образом, Кукурттауский купол является гигантским клапаном, через который происходит дегазация отложений мезозоя.

Миграция свободного газа и нефти, выделявшегося сверх критического насыщения, осуществляется автономно от движения вод и протекает по законам струйной миграции под действием архимедовой силы выталкивания, а ее направленность контролируется гипсометрией кровли верхнего мела и его проницаемостью.

Образование ультракрепких сульфидных вод связано с процессами сульфатредукции, развитыми в отложениях мезозоя и палеогена, где происходит обогащение сульфатных инфильтрационных вод органическим веществом, поступающим из области глубокого погружения отложений мелового возраста.

В пределах южной части района исследований авторы выделили еще одно тектоническое окно в кайнозойских отложениях, приуроченное к Эльдамскому поднятию, и предположили, что и там должны существовать гидрохимические условия, сходные с существующими на Кукурттауском поднятии.

Натурные исследования и обработка фондовых материалов подтвердили предположение о повсеместной зараженности сероводородом (до 221 мг/л) мезокайнозойских отложений (от юрских до чокракских включительно) на Эльдамском поднятии.

Учитывая вышеизложенное, авторы провели структурно гидрогеологический анализ внешней зоны Дагестанского клина и выделили еще два участка с аналогичными условиями. Первый приурочен к Сулакскому выступу (участок Миатлы), а второй к Варандийской антиклинали (участок Чанты-Аргун, ЧИАССР).

Обработка фондовых материалов и здесь подтвердила правильность предложений о наличии сульфидных минеральных вод на выделенных участках. Таким образом, всю внешнюю полосу известнякового Дагестана следует рассматривать как полосу дегазации отложений мезозоя, где возможно обнаружение различных по маштабу проявлений сульфидных минеральных вод.

Изложенные данные позволяют сделать следующие основные выводы:

Гидродинамические условия в пределах региона исследований обусловлены, прежде всего, его структурно-тектоническим строением.

Расположение района на границе Кавказского мегантиклинория и Терско-Каспийского прогиба обусловило наличие двух региональных противоположно направленных инфильтрационного и элизионного потоков подземных вод.

Движущей силой инфильтрационного течения являются силы тяготения, а элизионного — изменение пористости пород за счет сжатия под действием геостатической и геодинамической нагрузок.

Газогидрогеохимические и термобарические условия подземных вод определяются гидродинамическими условиями и довольно однородны в пределах области транзита как инфильтрационного так и элизионного потоков.

Область сочленения потоков, где происходит их смешение, характеризуется наибольшей сложностью химического состава. Характерным для зоны смешения являются наличие процессов сульфатредукции.

На формирование химического состава водных артерий района и грунтовых вод оказывают влияние высокоминерализованные воды элизионного потока.

Выявленные в пределах района газогидрогеохимические закономерности размещения различных типов минеральных вод позволили выделить новые перспективные участки распространения сульфидных и йодо-бромных минеральных вод.

ЛИТЕРАТУРА

Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский бассейн. М.: Наука, 1964, 240 с.

Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и динамика подземных вод с основами гидравлики. М.: Недра, 1980, 160 с.

Фертль У. Х. Аномальные пластовые давления. М.: Недра, 1980, 340 с.

З. З. МАВРАЕВА, Ю. Г. ШЕЙХОВ

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННОГО ПОЛЯ СЕВЕРО-ДАГЕСТАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЯ

Колебание уровня Каспийского моря приводит к необходимости изучения его водного баланса, одной из важнейших составляющих которого является подземный сток. Рассмотрим северную часть

Дагестанского артезианского бассейна от р. Кумы до г. Махачкалы, представленную множеством артезианских скважин.

Общую постановку задачи сформулируем следующим образом: на основе анализа материалов по динамике движения подземных вод верхнеплиоценовых отложений Северодагестанской равнины, приведенного в (3), количественно оценить величину подземного стока слаботермальных вод из верхнего плиоцена в Каспий, а также выделить область субмаринной разгрузки напорных слаботермальных вод. Очевидно, расчеты будут носить приближенный характер, что связано с практически полным отсутствием достоверной гидрогеологической информации в пределах акватории моря.

Для проведения подобных расчётов был использован наиболее надежный гидрогеодинамический метод, который подробно описывается в (1). Рассматриваемая прибрежная территория делится на ленты тока (в нашем случае их 11), для каждой из которых уточ-

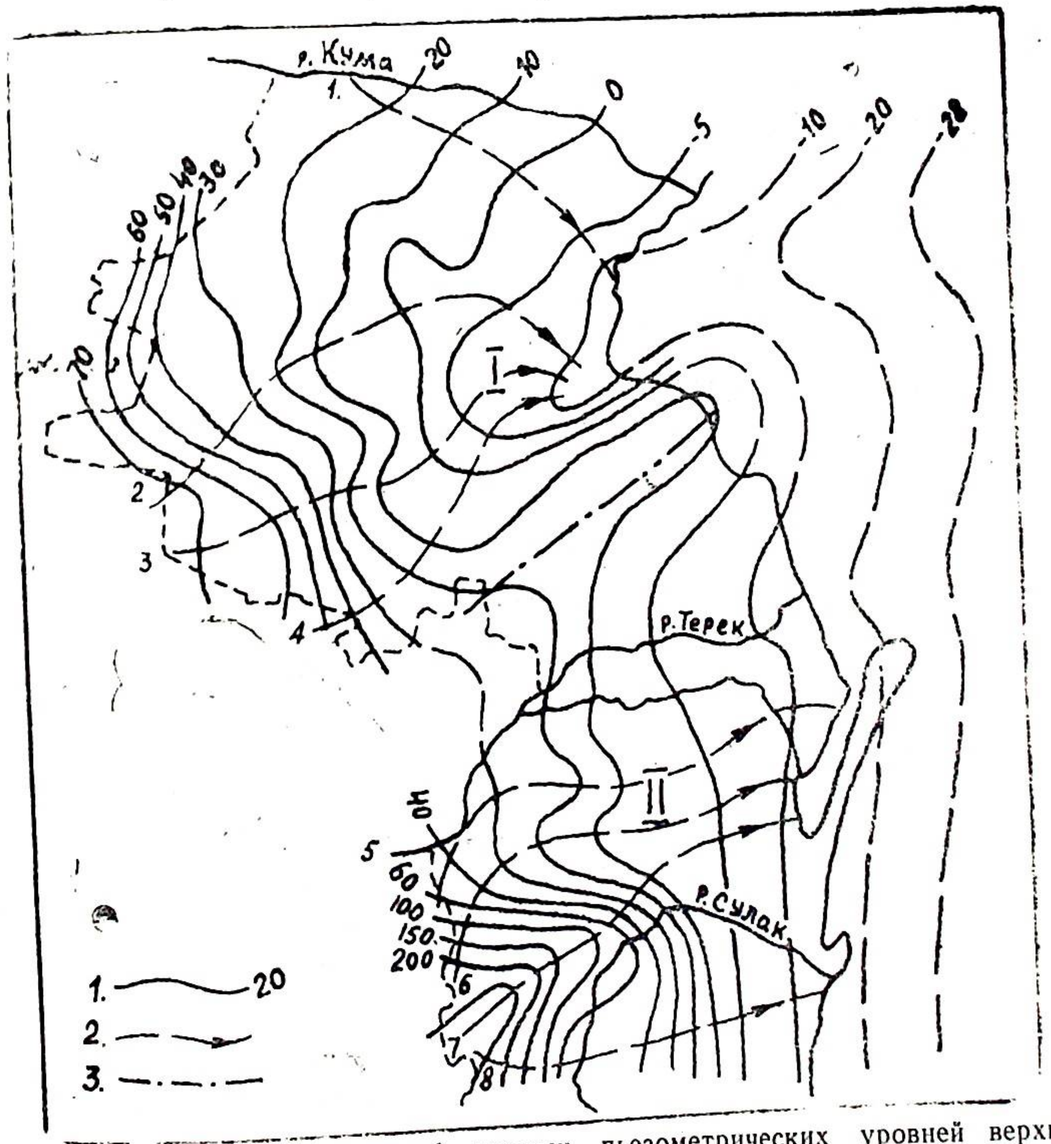


Рис. 1. Прогнозная карта абсолютных пьезометрических уровней верхнеплиоценового водоносного комплекса.

Шифр кривых: 1 — пьезоизогипсы, 2 — линии тока, 3 — граница зоны.

няются все исходные параметры — скорости горизонтальной фильтрации, мощности водоносного комплекса, длины береговых линий выделенных лент тока. Как показывают расчёты, сток распределён по площади очень неравномерно и если условно разбить побережье на две зоны, омеченные на рис. 1, то получим сток из первой зоны $Q=2442$ м³/сут., из второй зоны $Q=8763$ м³/сут. Это объясняется множеством, факторов, среди которых — близость областей питания в зоне 2, более высокие гидравлические уклоны и увеличение эффективности мощностей водоносного комплекса, которое наблюдается в юго-восточном направлении (карта общих мощностей апшерона и акчагыла приведена в (3)). Таким образом, на участке от устья реки Кумы до Махачкалы, длина которого принимается равной 215 км, общий сток из верхнего плиоцена составляет 0,004 км³/год.

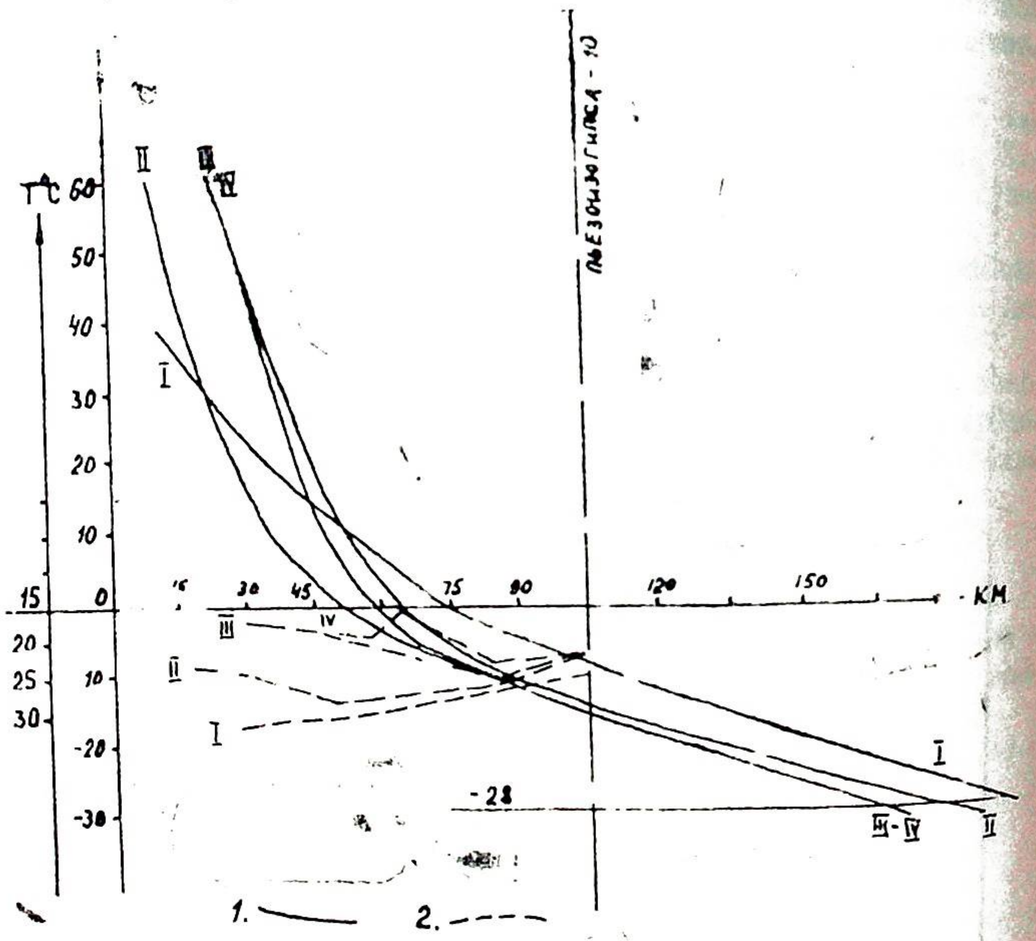


Рис. 2. Профили абсолютных пьезометрических уровней вдоль линий тока $\overline{1,4}$. Шифр кривых: 1 — абсолютные пьезометрические уровни, м, 2 — температуры вдоль линий тока, °С.

Для того, чтобы выделить область субмаринной разгрузки подземных вод, построены профили абсолютных пьезометрических уровней вдоль линий тока $\overline{1,4}$, указанные на рис. 2, и линий тока $\overline{5,8}$, указанные на рис. 3. Аппроксимируя полученные кривые, най-

дём функций $y=f_{(i)}(x)$, $i=\overline{1,8}$, которые с достаточной степенью точности (относит. погрешность не превышает 20%) описывают их. С помощью этих функций профили пьезометрических уровней экстраполируются в акваторию моря до отметки −28 м.

Характеризующиеся крутым изменением уровней, профили 1—4, находящиеся в зоне 1, ближе к побережью Каспийского моря выполаживаются и граница субмаринной разгрузки верхнеплиоценового водоносного комплекса на протяжении от устья р. Кумы до отметки +10 условно проводится на расстоянии 80—90 км от береговой линии. В зоне 2 выполаживание не столь значительно, максимальная удалённость условной границы субмаринной разгрузки вдоль побережья от отметки +10 до г. Махачкала составляет 40 км. На основе фактического материала по суше и его экстраполяции в акваторию моря, построена прогнозная карта абсолютных пьезометрических уровней части западного побережья Каспия и его акватории, на которой нанесена условная граница площади субмаринной разгрузки верхнеплиоценового водоносного

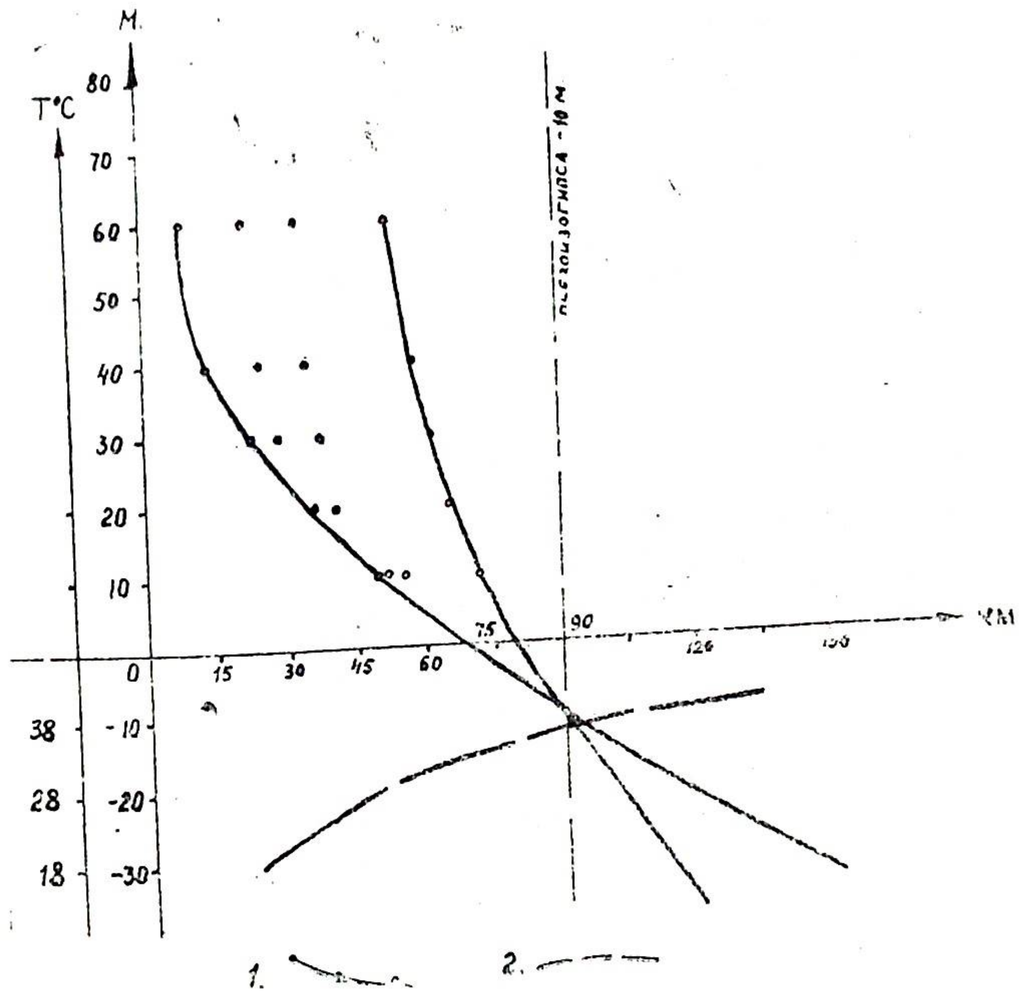


Рис. 3. Профили абсолютных пьезометрических уровней вдоль линий тока $\overline{5,8}$. Шифр кривых: 1 — абсолютные пьезометрические уровни, м, 2 — температуры вдоль линий тока, °С.

комплекса. Величина этой площади 7750 км². Естественная разгрузка происходит в основном вертикальным перетоком по всей площади как на суше, так и на море, причём более интенсивно на суше и тех участках моря, где абсолютная пьезометрическая отметка уровня намного выше уровня моря (−28 м). Поэтому модуль стока, среднее значение которого, распределённое по условной площади разгрузки, равно 0,02 л/(с·км²), имеет большее значение на суше и уменьшается в направлении к границе области.

Изучение динамики эксплуатации артезианских скважин в Тарумовском районе по годам показывает снижение уровня, достигающее в отдельных случаях 10 м. Если предположить, что кроме перетоков через глинистые прослойки, существует непосредственный контакт слаботермальных напорных вод и солёных морских в зонах тектонических нарушений, то при длительном режиме такой эксплуатации произойдёт значительное внедрение морских вод в водоносные горизонты верхнего плиоцена. При естественной разгрузке перетоком напорных вод вверх, значительное снижение уровня может привести к изменению направления скорости вертикальной фильтрации, что в свою очередь будет сопровождаться внедрением солёных морских вод в вышележащие водоносные комплексы древнечетвертичных, четвертичных и современных отложений, содержащих пресные воды. Положение условной границы стока рассчитано для стационарного процесса массопереноса, при активной же эксплуатации скважин в прибрежной полосе эта граница будет смещаться в направлении к западному берегу Каспия. Например, снижение уровня у береговой линии зоны 1 на 10 м, может приблизить границу площади субмаринной разгрузки на15—20 км.

Чтобы оценить, какую роль играет подсчитанный таким образом сток в температурном режиме Каспия, по тем же линиям тока 1,8 построены температурные профили, для чего совмещена карта глубин залегания апшерона с картой геотермических градиентов (рис. 4). Продолжая эти профили в акваторию моря, можно прогнозировать фоновую температуру водоносного комплекса на участках моря, недоступных для изучения.

Средняя температура пластовой воды в зоне 1 составляет 20—25° С, в зоне 2 — 40° С и, очевидно, при вертикальной фильтрации она создаёт температурные аномалии в донных отложениях, изучение которых позволит оконтурить участки интенсивной субмаринной разгрузки слаботермальных вод верхнеплиоценового водоносного комплекса, находящиеся на площади, ограниченной условной границей стока.

Таким образом, геотемпературное поле является носителем дополнительной информации для изучения гидродинамической картины потока подземных вод и создания гидродинамической модели водоносных комплексов осадочной толщи.

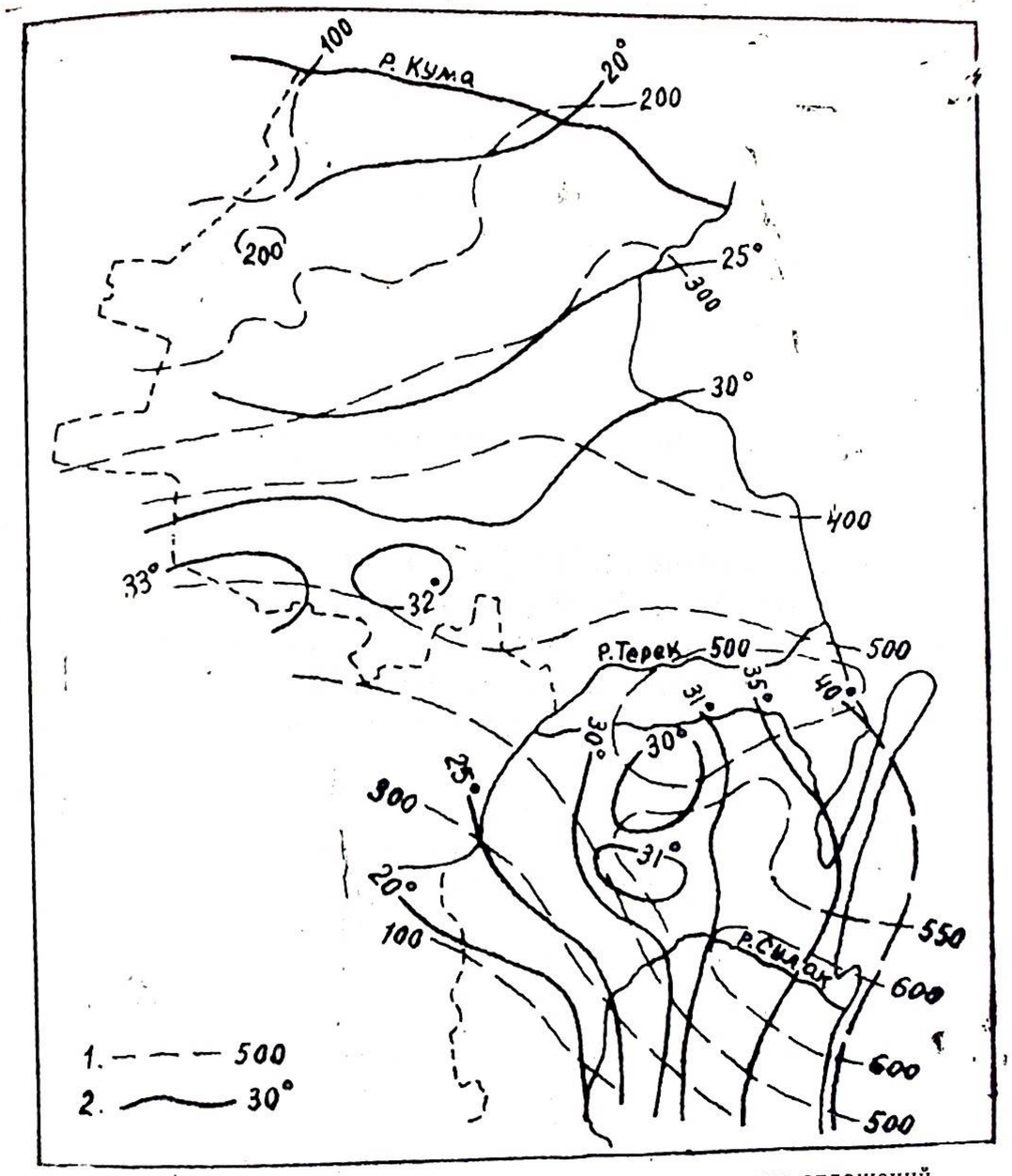


Рис. 4. Карта глубин залегания кровли апшеронских отложений.
Шифр кривых: 1 — изолинии глубин залегания кровли апшеронских отложений, м.; 2 — изотермы по кровле апшеронских отложений, °С.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зекцер И. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В. Подземный водообмен суши и моря. Л. Гидрометеоиздат, 1984. 205 с.

2. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Семендяев Л. И Выделение областей разгрузки подземных вод в морях. — Водные ресурсы, 1976, № 2, с. 101—109.

3. Мавраева З. З., Шейхов Ю. Г., Омарова Л. Т. Изучение динамики изменения эксплуатационных ресурсов вод Северодагестанской равнины. Геотермия. т. 1. Комплексное освоение геотермальных объектов. — Махачкала, 1988. с.

4. Курбанов М. К. Северодагестанский артезианский бассейн. Махачкала, Дагиздат, 1969.

5. Курбанов М. К. К формированию подземного стока артезианских вод апшеронских и четвертичных отложений Северодагестанской равнины. — Тр. ин-та геологии Даг. ФАН СССР, вып. 5, 1964. — с. 31—37.

Р. И. АЛИКУЛИЕВ, О. М. АХМЕДОВА, А. М. БАБАЕВ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ САМХИТО-КАРАБАХСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Самхито-Карабахская структурно-формационная зона Малого Кавказа, в состав которой входит исследуемая территория, отличается богатством и разнообразием гидроминеральных ресурсов.

В геологическом строении изучаемого района участвует комплекс метаморфических, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочно-пирокластических и терригенно-карбонатных пород, начиная от палеозоя до антропогена включительно. На всем протяжении этого времени область представляла собой развивающуюся подвижную зону с многочисленными этапами осадконакопления. Она видоизменялась многократными мощными складкообразовательными и глыбовыми движениями, сопровождаемыми нередко проявлениями магматизма, как в эффузивной, так и в интрузивной формах. Происходило пространственное перераспределение прогибов и поднятий, скачкообразный рост и наложение разновозрастных структур.

Сочетание литологических особенностей с их микро- и макрофаунистической характеристикой позволили установить отложения средне-верхнего карбона и детально расчленить мезо-кайнозойские отложения на целый ряд стратиграфических единиц с выделением титона, неокома, сеномана-турона, нижнего сантона и плиоцена.

Исследуемая территория представляет собой сложно построенную складчатую систему, которая протягивается вдоль внешней периферии мегаантиклинория Малого Кавказа. Осевая часть Самхито-Карабахского антиклинория сложена вулканогенными породами и известняками средней юры, а крылья — отложениями

мела. Составляющие его основные структуры второго порядка — антиклинории Шамхорский, Агдамский, Карабахский и синклинории Казахский, Дашкесанский, Мартунинский — расположены кулисообразно, в направлении, близком к широтному, под некоторым углом к общему направлению простирания антиклинория. Антиклинории второго порядка имеют сложное строение и характеризуются широким коробчато-куполовидными и крутыми сжатыми складками, вплоть до веерообразных. Для синклинориев характерны круто поставленные сундучно-коробчатые брахискладки, осложненные разрывами.

Сложные геолого-структурные условия региона, в которых сохраняются следы проявления недавних мощных вулканических процессов, привели к чрезвычайному обилию минеральных вод с многообразными условиями циркуляции.

Распространение и формирование минеральных вод закономерно связаны с историей геологического развития Самхито-Карабахской тектонической зоны, палеогидрогеологическими условиями и подчинены сложному взаимодействию исходных вод гидросферы и водовмещающих пород меняющейся во времени геолого-тектонической обстановки и гидрогеохимических условий. Чередование инфильтрационных и седиментационных циклов, неоднократное перераспределение областей питания и разгрузки подземных вод на протяжении геологической истории региона, накопление в водоносных горизонтах седиментационных и инфильтрогенных вод, их смещение и взаимодействие, обогащение газами различного генезиса и другие факторы обусловили современную гамму минеральных вод исследуемой территории и их гидрохимические типы. При этом в формировании и разгрузке минеральных вод важную роль сыграли разрывные нарушения и складчатые структуры. Наиболее благоприятными участками разгрузки гидроминеральных ресурсов по разломам являются узлы их пересечения с поперечными.

Минеральные воды региона углекислые, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные, со сложным катионным составом, с минерализацией до 7 г/л. Формирование их происходит на глубинах 1—2,5 км, где углекислота термометаморфического и, частично, глубинного генезиса насыщает нисходящие воды инфильтрационного происхождения. Термодинамический анализ карбонатно-кальциевого равновесия минеральных вод показал, что они, в основном, перенасыщены карбонатом кальция.

Минеральные воды по условиям залегания относятся к трещинному и трещинно-жильному типу глубокой циркуляции и проявляются на дневной поверхности в виде восходящих источников. Они имеют региональное распространение в зонах тектонических разломов.

Распределение месторождений минеральных вод в пределах рассматриваемой территории и их физико-химические особенности тесно связаны с геоструктурными условиями региона. В соответствии с геологическим строением и тектоническими условиями

разгрузки подземных вод в северо-западной части Самхито-Карабахской структурно-формационной зоны выделены Дашкесан-Кедабекская складчатая область и Казах-Таузский гидрогеологический массив, богатые месторождениями минеральных вод (табл 1).

Дашкесан-Кедабекская складчатая область богата углекислыми минеральными источниками, среди которых особенно выделяются месторождения Кызылджа, Славянка, Чайгарышан, Калакенд, Дашкесан, Алаханчаллы, Габагтапа и др. Формирование и разгрузка гидроминеральных ресурсов происходит преимущественно в пределах областей развития магматических и вулканогенных, обломочных, отчасти осадочных пород, относящихся по возрасту к юре, а в районе Калакендских источников — к эоцену. Этим объясняются специфические физико-химические свойства минеральных вод в пределах Дашкесанского синклинория. Минеральные воды выходят на дневную поверхность по диаклазам из различных эффузивных и интрузивных пород, иногда наблюдается связь их с дайками. Они относятся к гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-сульфатным, из катионов преобладает кальций, затем следует магний. Содержание сульфатных ионов несколько повышается в водах, выходящих в области развития вторичных кварцитов средней юры, содержащих вкрапленный пирит. В аналогичных геологических условиях находятся Дашкесанские источники, расположенные среди вулканогенных пород эоцена.

В Дашкесан-Кедабекской складчатой области изучены также месторождения минеральных вод Кильсали, Союдлы, Чалдаш Шамкир, Мор-мор, Хар-хар. Маариф и др. Воды всех источников углекислые (0,8—2,3 г/л), минерализация их колеблется в пределах 1,7—6,4 г/л, температура 10,5—14,5° С, общий дебит составляет около 800 тыс. л/сутки.

Казах-Таузский гидрогеологический массив охватывает значительные части Казахского прогиба и Шамхорского горстантиклинория — в междуречьи Дзегамчай-Таузчай, где северной границей исследуемой территории является Предмалокавказский разлом, отделяющий Куринский мегасинклинорий от Малокавказского мегаантиклинория.

Казахский прогиб сложен верхнеюрскими и меловыми отложениями, смятыми в складки северо-восточного простирания, а в строении Шамхорского горстантиклинория основная роль принадлежит средне- и верхнеюрским образованиям, складчатая структура которых характеризуется, в основном, близширотной или северо-западной-юго-восточной (общекавказской) ориентировкой.

Шамхорский горстантиклинорий — наиболее крупная структура со сложным геологическим строением, входящая в состав Сомхито-Карабахской структурно-формационной зоны, расположен в северо-восточном склоне Малого Кавказа, в междуречьи Акстафачай-Гянджачай. В современном виде данная структура представляет собой поперечный блок, ограниченный как на западе, так

Таблица 1

Гидрогеологическая характеристика основных месторождений минеральных вод

Месторождение	Литология и возраст водовмещающих пород	Содержание CO_2 г/л	Минерализация воды, г/л	Формула ионного состава воды	Содержание специфических элементов, мг/л	pH	Температура воды, °С.	Дебит воды, л/сут.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Дашкесан-Кедабекская складчатая область								
1. ист. Верхний Дашкесан	Субвулканические породы гранодиоритов, андезит базальтового состава, верхнеюрского возраста	0,8	2,5	$\frac{HCO_3 84\ Cl 9}{Ca 52\ Mg 25\ Na 23}$	Ba — 0,01 Cr — 0,001 Ni — 0,001 Ti — 0,03 Mo — 0,0002 Sr — 0,01 Zn — 0,002	6,2	11,9	5 000
2. ист. Нижний Дашкесан	Вулканогенно-осадочные, вулканогенные породы среднеюрского возраста	1,0	2,6	$\frac{HCO_3 87\ SO_4 7}{Ca 42\ Mg 38\ Na 20}$	Ba — 0,02 Ti — 0,05 Mo — 0,0005	6,4	11,6	6 000
3. ист. Алаханчаллы	Вулканические брекчии андезит-базальтового состава среднеюрского возраста	1,1	2,8	$\frac{HCO_3 66\ SO_4 22}{Ca 37\ Na 32\ Mg 31}$	Mn — 0,001 Ti — 0,001 Sr — 0,01	6,2	12,0	120 000

1	2	3	4	5	6	7	8	9
4. ист. Габагтапа	Приурочен к андезито-базальтовым отложениям среднеюрского возраста	0,7	4,2	$\frac{HCO_3 79\ SO_4 20}{Ca37\ Na36\ Mg27}$	Ba — 0,01 Ti — 0,002 Mo — 0,0003	7,6	10,5	3 500
5. ист. Кызылджа	Приурочен к толще кварцевых порфиритов и плагиопорфиритов среднего и верхнего байоса.	0,9	1,7	$\frac{HCO_3 74\ S0_4 22}{Ca50\ Mg26\ Na24}$	Mn — 0,03 Ti — 0,001 Ag — 0,0001 Sr — 0,02	6,6	14,5	100 000
6. ист. Славянка	Приурочен к нижней вулканогенной толще (аален-байоса) представленной вторичными кварцитами.	0,6	2,7	$\frac{HCO_3 79\ S0_4 18}{Na45\ Ca32\ Mg23}$	Mn — 0,01 Ni — 0,001 Ti — 0,001 Ag — 0,0001 Sr — 0,03	7,6	12,5	4 000
7. ист. Калакенд	Плагиоклазовые порфириты в аллювиально-валунно-галечниковых отложениях возраста среднего эоцена	2,3	3,0	$\frac{HCO_3 59\ Cl25}{Na50\ Ca28\ Mg22}$	Mn — 0,02 Ni — 0,001 Ti — 0,001 Ag — 0,0001 Sr — 0,02	5,7	10,5	13 600

1	2	3	4	5	6	7	8	9
8. ист. Чайгарышан	Приурочен к осадочно-туфогенной толще верхней юры.	1,5	3,8	$\frac{HCO_3 58\ Cl26}{Na50\ Ca28\ Mg22}$	Mn — 0,001 Ni — 0,002 Ti — 0,001 Mo — 0,0001	6,0	10,0	11 520
9. ист. Шамкир	Приурочен к туфогенным породам алп-альба.	0,9	2,9	$\frac{HCO_3 54\ SO_4 28}{Ca37\ Na33\ Mg30}$	Mn — 0,002 Ti — 0,001 Ni — 0,002	6,0	10,0	50 000
	2. Казах-Таузский гидрогеологический массив							
10. ист. Кандалар	Черные кварцкарбонатные сланцы, четвертичных отложений	0,6	3,4	$\frac{HCO_3 84\ SO_4 15}{Ca44\ Na34\ Mg22}$	Ba — 0,04 Ti — 0,01 Zn — 0,01 Mo — 0,0001	5,9	11,0	3 500
11. ист. Шамлыг	Представлен серицит-хлоритовыми, глинисто-серицитовыми, слюдисто-хлоритовыми отложениями плиоцена	0,7	1,2	$\frac{HCO_3 91\ SO_4 9}{Na44\ Ca38}$	Ba — 0,03 Ti — 0,02 Sr — 0,01	5,6	12,5	15 000
12. ист. Кязымлы	Черными кварц-карбонатными сланцами окварцованными конгломератами	0,7	1,2	$\frac{HCO_3 91\ SO_4 9}{Na46\ Ca40}$	Ba — 0,02 Ti — 0,01 Ni — 0,001 Sr — 0,02	5,6	12,5	2 000

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13. ист. Шиных	Представлен метаморфическими породами	1,0	1,1	$\frac{HCO_3 97\ SO_4 3}{Na47\ Ca40}$	Ba — 0,03 Ti — 0,01 Ni — 0,001 Sr — 0,01	5,8	7,0	11 300
14. ист. Салоглу	Приурочен к четвертичным гравийно-галечниковым и песчаным отложениям	0,8	4,4	$\frac{HCO_3 54\ SO_4 37}{Ca45\ Mg33\ Na22}$	Ba — 0,03 Mn — 0,005 Cr — 0,001 Ni — 0,001 Ti — 0,005 Mo — 0,0001	8,2	16,5	175 000
15. ист. Нижний Салахлы	Приурочен к четвертичным гравийно-галечниковым отложениям с песчаным и суглинистым заполнителем	3,0	5,9	$\frac{Cl80\ HCO_3 20}{Ca45\ Mg33\ Na22}$	Ba — 0,02 Pb — 0,001 Mn — 0,01 Mo — 0,0001 Cu — 0,0001	8,1	40,0	50 000
16. ист. Аскипара	Представлен грубо-обломочными валунно-галечниковыми, реже гравийно-галечниково-выми отложениями с песчаниками и супесями	0,5	1,4	$\frac{HCO_3 95\ SO_4 4}{Ca60\ Mg32}$	Ba — 0,01 Mn — 0,01 Ti — 0,001 Mo — 0,0002	6,0	14,5	5 000
17. ист. Азизбейли	Приурочен к континентальным, песчаным реже гравийно-галечниковым отложениям апшеронского яруса	0,6	6,6	$\frac{Cl98\ SO_4 2}{Na97\ Mg2}$	Ba — 0,02 Ti — 0,02 Mo — 0,0002 Sr — 0,01	7,6	26,2	51 840

на востоке глубинными поперечными сбросами и флексурами с вертикальной амплитудой перемещения около 1 км.

Казах-Таузский гидрогеологический массив богат разнообразными минеральными водами по солевому и газовому составу, температуре и по степени минерализации, среди которых особое значение имеют месторождения Азизбейли, Аскипара, Кандалар, Кязымлы, Нижний Салахлы, Салоглу, Шамлыг, Шиных и др.

В данном массиве нами также изучены месторождения минеральных вод Чайлы, Пойлу, Мусакой, Агкейнак, Пеленгли, Донуздамы и др. Воды всех источников углекислые (0,5—3,0 г/л), минерализация их колеблется в пределах 1,1—6,6 г/л, температура 6,5—40,8° С, общий дебит составляет около 500 тыс. л/сутки.

Краткая характеристика основных месторождений минеральных вод свидетельствует об исключительном богатстве северо-западной части Самхито-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа ценнейшими гидроминеральными ресурсами. Наличие многочисленных источников с большим дебитом, разнообразным химическим составом и высокими лечебными свойствами, расположенных в благоприятных климатических, ландшафтных и других природных условиях, являются важной предпосылкой для более широкого использования их в бальнеологии, в пищевой и химической промышленности и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аскеров А. Г., Бабаев А. М., Аликулиев Р. И. Задачи рационального использования и охраны гидроминеральных ресурсов Азерб. ССР. Мат. научно-техн. конференции использования подземных водных ресурсов и охране их от загрязнения и истощения. Баку, 1970, с. 31—34.

2. Ахмедова О. М. О химическом составе минеральных вод северо-западной части Самхито-Агдамской тектонической зоны. В кн. «Вопросы геологии и гидрогеологии юго-восточной части Кавказа», Баку. Изд. АГУ, 1986, с. 88—91.

3. Бабаев А. М. Основные закономерности формирования гидрогеохимической зональности месторождений углекислых минеральных вод юго-западной части Ордубадского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1986, т. 39, № 3, с. 19—26.

4. Кашкай М. А., Бабаев А. М., Зверев В. П. О формировании минеральных вод в трех регионах Азербайджана. В кн. «Минералогия и рудные месторождения», Баку, «Элм», 1974, с. 248—269.

5. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1967.

О. М. ОМАРДИБИРОВ

ГРАНИЦА ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ НЕПРОНИЦАЕМОГО КОНТУРА НА ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЬ ГРУППОВОГО ВОДОЗАБОРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При проектировании групповых водозаборов подземных вод в условиях полуограниченного пласта с одним непроницаемым контуром, имеющее место в Предгорной полосе Северо-Дагестанской равнины, где водоносные пласты четвертичных отложений примыкают к водоупорным породам апшеронского комплекса, расчет производится по методу зеркальных отображений. Суть метода заключается в том, что наряду с реальной скважиной в рассмотрение вводится с равным дебитом воображаемая скважина, которая располагается за пределами водоносного пласта на одинаковом расстоянии от его границы, что и реальная скважина. При этом предполагается из воображаемой скважины как бы производить откачку воды и тем самым уменьшить приток воды к реальной скважине со стороны непроницаемого контура. В дальнейшем, для получения решения, рассматривают совокупное влияние обеих скважин, реальной и воображаемой, но действующих уже в неограниченном пласте. (Рис. 1)

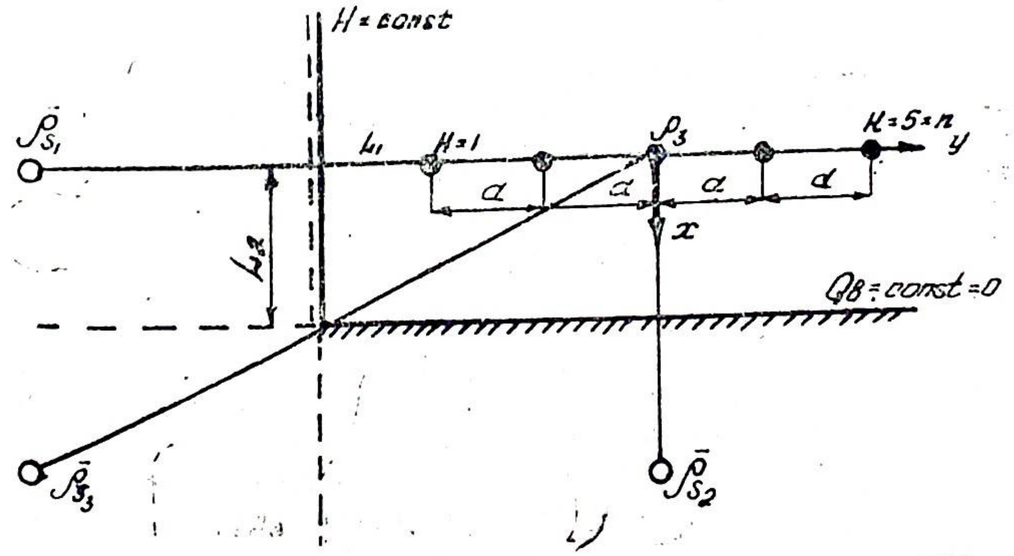


Рис. 1. Схема к расчету водозабора в полуограниченном пласте с одним непроницаемым контуром (Qв — const = 0).

Формула для определения величины понижения уровня воды от действия реальных и воображаемых систем скважин при квазиустановившемся режиме фильтрации для условий полуограниченного пласта с одним непроницаемым контуром имеет вид (2):

$$S=\frac{Q_{сум}}{2\pi km}\ln\frac{2.25\,a't}{\varrho_s\cdot\bar{\varrho}_{s_1}} \qquad (1)$$

а для условий неограниченного водоносного пласта

$$S=\frac{Q_{сум}}{2\pi km}\ln\frac{1.5\sqrt{a't}}{\varrho_s} \qquad (2)$$

где: $Q_{сум}$ — суммарная производительность группового водозабора подземных вод
n — коэффициент фильтрации,
m — мощность водоносного пласта,
a — коэффициент пьезопроводности,
t — время эксплуатации водозабора,
ϱ_{s_1} $\bar{\varrho}_s$ — расстояние от скважины, в которой определяется понижение уровня воды до всех реальных и зеркально отображенных скважин.

Степень влияния непроницаемого контура на условия фильтрации и работу группового водозабора подземных вод существенным образом зависит от их местоположения по отношению к границе. В связи с этим, для обоснования расчетной схемы необходимо установить дальность действия водозаборов, то есть обосновать такое расстояние от группового водозабора до непроницаемого контура, дальше которого в данный момент времени эффект от откачки не сказывается.

В настоящее время в практике гидрогеологических расчетов при обосновании расчетной схемы влияния границ не учитывают, если они располагают на расстоянии превышающем условную дальность сфере действия водозаборов, определяемую по формуле (2)

$$R_д=(1.0\div1.5)\sqrt{a't} \qquad (3)$$

Следует, однако, отметить, что величина Rд устанавливаемая по формуле (3) не должна быть принята как истинная величина дальности действия группового водозабора, так как она зависит от гидрогеологических условий и параметров пласта. Дальность действия при проведении откачки из группового водозабора нами установлена по отношению величин расхода водозаборов при сохранении постоянными других параметров пласта в условиях неограниченного пласта и полуограниченного пласта с одним непроницаемым контуром. В этих условиях, при постоянном удалении группового водозабора от непроницаемого контура, соответственно уменьшается его влияние на производительность инженерного сооружения. Следовательно, отношение производительности ($Q_{сум}^{н/огр}$) водозабора, рассматриваемого в условиях неограниченного водоносного пласта, к производительности ($Q_{сум}^{п/огр}$)

водозабора в полуограниченном пласте с одним непроницаемым контуром будет стремиться к единице,

$$\text{т.е.}\quad \lim_{l\to l'}\frac{Q_{сум}^{н/огр}}{Q_{сум}^{п/огр}}=1$$

Расстояние от непроницаемого контура до водозабора при котором отношение $\frac{Q_{сум}^{п/огр}}{Q_{сум}^{н/огр}}=1$ будет являться границей зоны влияния непроницаемого контура на производительность инженерного сооружения.

$$\frac{Q_{сум}^{н/огр}}{Q_{сум}^{п/огр}}=\frac{\ln 2.25\,a't-\ln\varrho_s\cdot\bar{\varrho}_s}{\ln 1.5\sqrt{a't}-\ln\varrho_s} \qquad (4)$$

Исходя из формулы (1) и (2) при равенстве основных гидрогеологических параметров в пластах и величины понижения динамического уровня воды имеем:

$$\frac{Q_{сум}^{н/огр}}{Q_{сум}^{п/огр}}=\frac{\ln 2{,}25\,a't-\ln\varrho_s\cdot\bar{\varrho}_{s_1}}{\ln 1{,}5\sqrt{a't}-\ln\varrho_s} \qquad (4)$$

Для выполнения сопоставительных расчетов необходимо обосновать параметры, входящие в зависимость (4).

Параметры пьезопроводности пластов (a′) и время эксплуатации водозабора (t) входящие в правую часть выражения (4), устанавливаются на стадии разведочных работ.

Зависимости для определения величины среднегеометрического расстояния группового водозабора, состоящего, из линейного ряда скважин, имеет вид: для неограниченного водоносного горизонта (3)

$$\ln\varrho=\frac{1}{n}\{\ln r_0+2\sum_{i=1}$$

для полуограниченного водоносного горизонта, при условии, когда линейный ряд скважин расположен на линии перпендикулярной к непроницаемому контуру используем ранее полученную аналитическую зависимость (4)

$$\ln\varrho_s\cdot\bar{\varrho}_{s_1}=\frac{1}{n}\left\{\left\{\ln\left[2r_0\left(\frac{n-1}{2}a+L\right)\right]+\sum_{n-1}^{i=\frac{n-1}{2}}\ln\{(ai)^2\left[2\left(\frac{i=1}{2}a\right)+L\right]-(a\cdot i)^2\}\right\}\right\} \qquad (6)$$

где: r_0 — радиус скважины
n — количество скважин (нечетное) $n=2к+1$
a — расстояние между скважинами
L — расстояние до непроницаемого контура

Результаты расчетов по формуле (4), используя зависимости (5) и (6) при $t=10^4$ сут. для различных расстояний между скважинами, приведены в табл. 1. и справедливы при условии:

$$\frac{Q^2_{max}}{4a't} \leqslant 0.1$$

Таблица 1

Значение отношения $\frac{Q^{н/огр}_{сум}}{Q^{п/огр}_{сум}}$ для линейного ряда скважин

Расстояние до непроницаемого контура, м	Отношение производительности $Q^{н/огр}_{сум} / Q^{п/огр}_{сум}$ для различных параметров пьезопроводности пласта		
	$a'=10^6$ м²/сут.	$a'=10^6$ м²/сут.	$a'=10^4$ м²/сут.
2000	1.30 ... 1.50	1.20 ... 1.35	1.10 ... 1.20
5000	1.20 ... 1.45	1.10 ... 1.30	1.03 ... 1.06
11000	1.16 ... 1.40	1.05 ... 1.25	1.00 ... 1.01
15000	1.13 ... 1.30	1.05 ... 1.08	— — —
21000	1.10 ... 1.25	1.00 ... 1.02	— — —
50000	1.00 ... 1.05	— — —	— —

Из табл. 1 видно, что при удалении водозабора от непроницаемого контура, соответственно уменьшается его влияние на производительность группового водозабора подземных вод.

В таблице 2 приведены результаты расчетов по установлению границ зоны влияния непроницаемого контура на производительность группового водозабора в зависимости от пьезопроводности пласта.

Из табл. 2 видно, что фактические величины расстояний от непроницаемого контура, которые оказывают влияние на режим работы водозабора меньше, чем расчитанные по общепринятой формуле. Однако, с уменьшением величины коэффициента пьезопроводности эта разница уменьшается и при $a'=10^4$ м²/сут. почти совпадает.

Таким образом, при удалении группового водозабора от непроницаемого контура на расстояние $l \geqslant 11$, 21 и 50 км, соответственно, при коэффициентах пьезопроводности $a=10^4$, 10^5 и 10^6 м²/сут. расчетная схема полуограниченного водоносного пласта с одним непроницаемым контуром можно заменить схемой — неограниченный пласт.

Таблица 2

Граница зоны влияния непроницаемого контура на производительность группового водозабора

Обоснование	Расстояние (l, км) от непроницаемого контура влияния на режим работы водозабора при различных параметрах пьезопроводности		
	$a'=10^6$ м²/сут.	$a'=10^5$ м²/сут.	$a'=10^4$ м²/сут.
По общепринятой формуле (3)	100—150	30—45	10—15
По результатам расчетам (4)	50	21	11

ЛИТЕРАТУРА

1. Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. — М,: Недра, 1970. 215 с.

2. Бочевер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков А. В. Основы гидрогеологических расчетов. — М,: Недра, 1969. 367 с.

3. Методические рекомендации по технико-экономическому обоснованию рациональных схем скважичных водозаборов при разведке подземных вод. — М,: Недра, 1973. 128 с.

4. Омардибиров О. М. К вопросу гидродинамического обоснования рациональной схемы группового водозабора подземных вод. Тр. ИПГ Дагфилиала АН СССР, 1984, в. 1.

В. В. СУЕТНОВ, Е. А. НИКУЛЬШИНА

О ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ

Температурный режим морского дна в общем случае является результатом сложного взаимодействия глубинного теплового потока, несущего информацию о геологическом строении недр с переменным во времени потоком тепла экзогенного происхождения

(инсоляция), который вызывает затухающие с глубиной периодические колебания температуры в водной толще и донных осадках.

Изучение вклада инсоляции в общий тепловой баланс донных осадков позволяет выявить пространственные изменения глубинной состовляющей теплового потока и установить факторы, влияющие на её вариации. Такими факторами могут быть, в частности, разгрузка по различным тектоническим нарушениям флюидальных систем (в том числе грязевой и гидровулканизм), глубинный подземный сток и др. Для решения поставленной задачи необходимо изучение таких базовых геотермических параметров, как температура и глубина так называемого нейтрального слоя. Первый из них дает представление о распределении нормального и аномального температурного поля, второй — позволяет определить технические средства для детального изучения латеральных неоднородностей этого поля.

Анализ батиграфических данных ряда морских бассейнов указывает на наличие сходства в распределении глубин Каспийского моря и внутренних морей типа Средиземного, а среди внешних — Баренцева. Это послужило основанием методические приемы, используемые авторами при решении аналогичных задач по Баренцеву морю (5), применить для изучения Каспия.

На характере глубинного температурного поля в пределах Каспийского моря сказываются: его внутриматериковое положение, замкнутость, большая (до 1200 км) меридиональная протяженность и своеобразие рельефа дна. Последний контролируется принадлежностью Северного Каспия и восточной части Среднего Каспия к платформенному основанию (элементы Русской, Скифской и Туранской платформ), а западной части Среднего Каспия (Терско-Каспийский прогиб) и Южного Каспия (система Кавказской и Копетдагской складчатости) — к альпийской области (1, 2, 3).

Геологическое строение Каспийского моря нашло отражение в наиболее существенных чертах рельефа его дна, который в свою очередь прямо или косвенно влияет на формирование температурного режима донных осадков.

В пределах Каспия доминируют (до 62.2%) глубины, не превышающие 100 м. На зону глубин от 100 до 200 м приходится 6,6%, далее ступени глубин кратные 100 занимают близкие по размерам площади от 3,5 до 4.8%, за исключением интервала 700—800 м, площадь которого охватывает 5.6%. Глубины, превышающие 900 м составляют всего лишь 1% акватории моря. Донный рельеф Каспийского моря отличается контрастностью различных его частей. Наиболее мелководным является Северный Каспий (44% глубин до 10 м), охватывая почти третью часть моря, он содержит всего лишь один процент общего объема моря. Здесь наблюдается в основном выравненный характер рельефа, иногда осложненный банками островами и бороздинами (Уральская и Мангышлакская). Среди осадков преобладающими являются алеврит и илы (в понижениях).

В пределах Среднего Каспия выделяются шельф, склоны, глубоководная впадина. Максимальные глубины здесь тяготеют к западному побережью. Ширина шельфа и полосы развития песчаных осадков в восточной части моря значительнее, чем в западном.

Характерными элементами донного рельефа Южного Каспия наряду с шельфом, материковым склоном и глубоководной впадиной являются подводные хребты, осложняющие её северо-восточную часть.

Эти три геоморфологически выраженные части морского дна разделяются Мангышлакским и Апшеронским порогами.

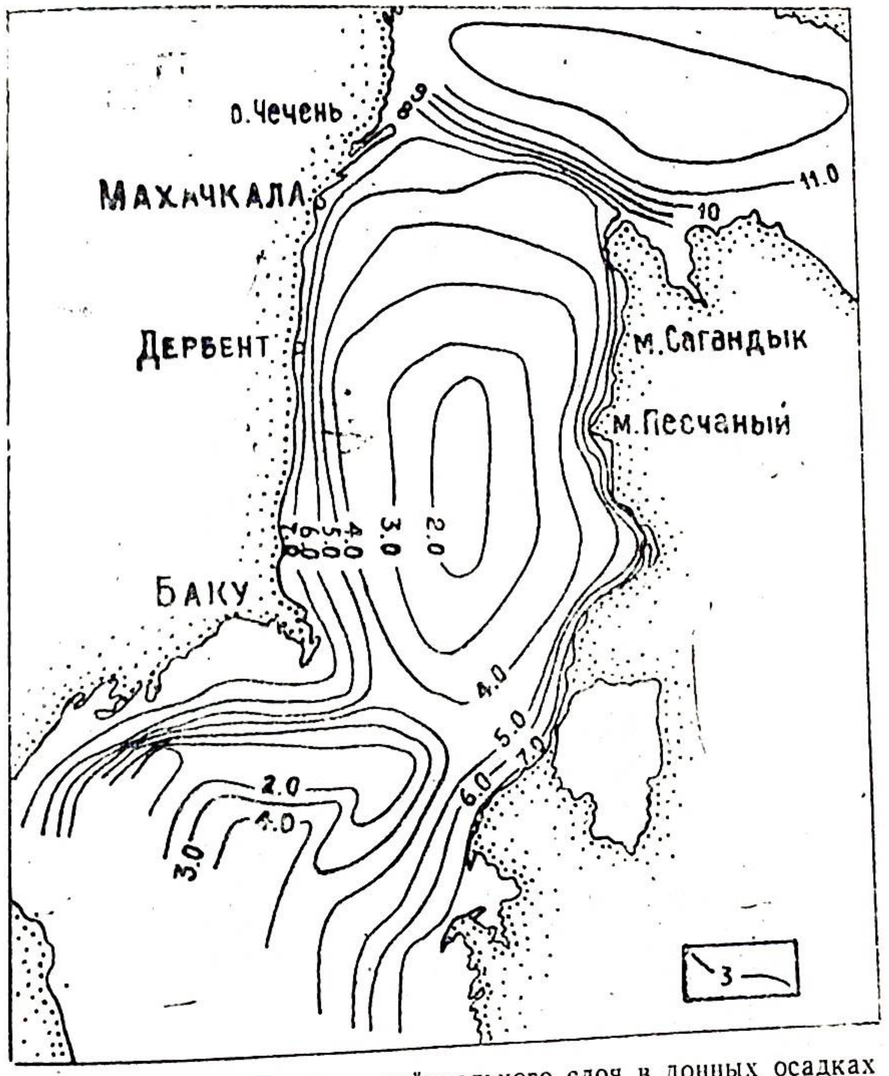


Рис. 1. Глубина залегания нейтрального слоя в донных осадках Каспийского моря.

изолинии — глубина залегания нейтрального слоя (м.)

Значительное влияние на формирование температурного режима донных осадков различных частей Каспийского моря оказывает меридиональная протяженность, превышающая 10°, а следовательно, и существенные климатические различия его северных и южных частей (зимой — от 0° до 10.7°, летом — от 22 до 27°). Зимой температура воды у западного побережья ниже, чем у вос-

точного, вследствие переноса на юг холодных вод с севера и противоположного движения теплых вод с юга вдоль восточного побережья. Вертикальное температурное различие в водной толще минимальное ввиду интенсивного развития процессов перемешивания. Противоположная картина в летний период: минимальные горизонтальные и максимальные вертикальные различия температуры водной массы, покрывающей донные осадки.

При построении карт температуры и глубины залегания нейтрального слоя донных осадков (рис. 1. 2) учтены тектоно-морфологические особенности Северного, Среднего и Южного Каспия.

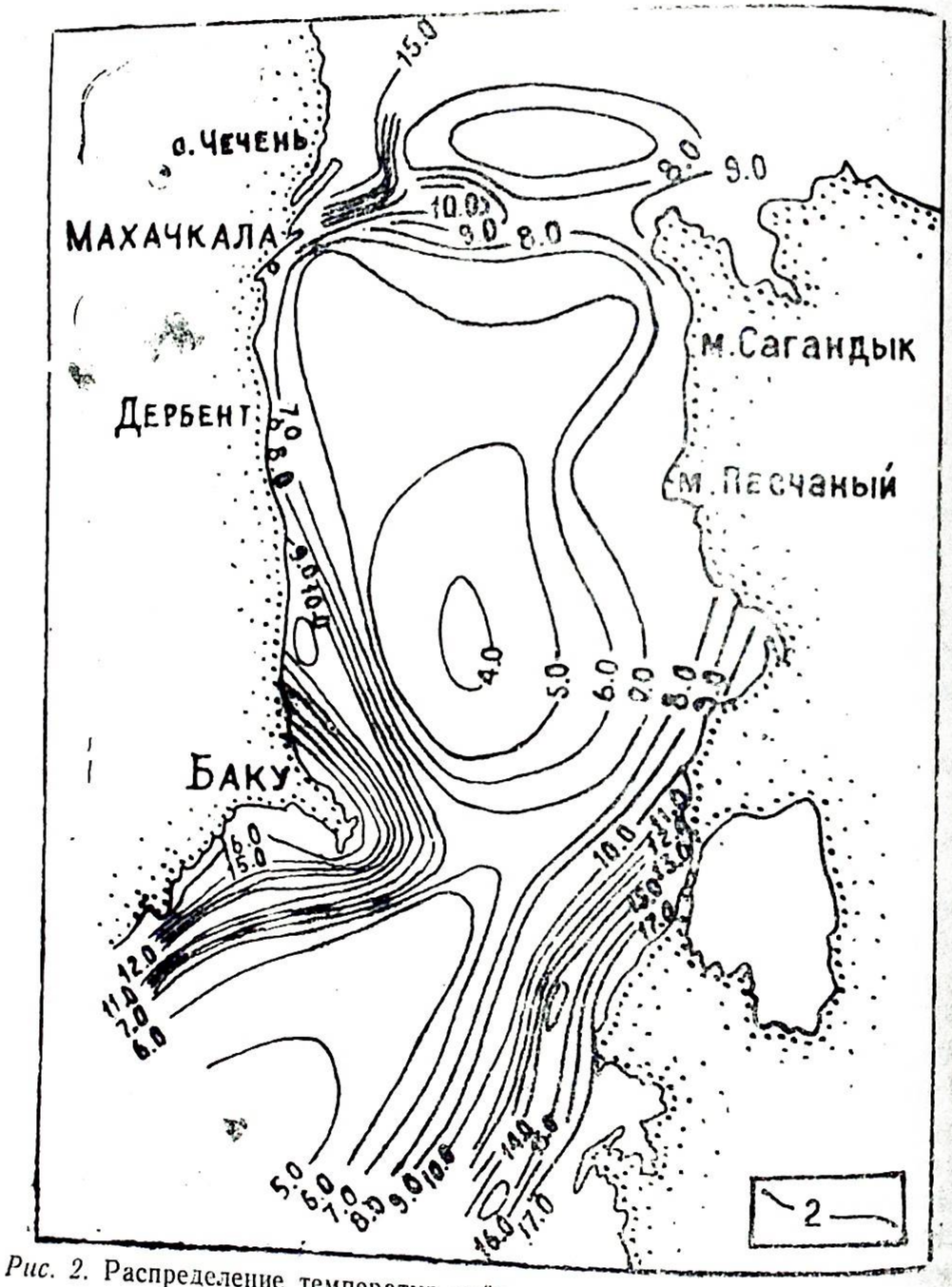


Рис. 2. Распределение температур нейтрального слоя в донных осадках Каспийского моря.
изолинии — температура нейтрального слоя (°С)

Установлена общая закономерность затухания периодических колебаний температуры на донной поверхности при глубине моря от 300 до 500 м. Однако на ряде участков незначительные изменения температуры (до 0.3° С) отмечены и на больших глубинах.

Максимальными значениями амплитуды температуры на донной поверхности характеризуется мелководная часть Каспийского моря, где при глубинах до 10 м они составляют около 17° С. Здесь же наблюдается и наибольшая глубина нейтрального слоя (до 12 м), при его температуре около 16° С. Эти величины характерны для Северного Каспия, находящегося в пределах морфоструктуры шельфа, глубина внешней границы которого варьирует от 60 до 150 м. В пределах западного шельфа Среднего и Южного Каспия основные параметры нейтрального слоя — глубина и температура соответственно колеблются от 7 до 5 м и от 16 до 7° С, на восточном шельфе, ширина которого до 100 км, эти параметры варьируют соответственно от 7 до 4 м и от 17 до 8° С. Существенно сокращается глубина нейтрального слоя на материковом склоне распространенном в Среднем и Южном Каспии. В границах восточного склона Среднего Каспия (ширина от 37 до 145 км) глубина этого слоя от 4 до 2 м, температура от 8 до 5° С. Параметры нейтрального слоя западного склона, ширина которого 20—60 км, составляют по глубине 5—2 м, по температуре 7—4° С. Уровень, на котором затухают колебания температуры донных осадков западного склона Южного Каспия колеблется в пределах от 5 до 2 м, температуры нейтрального слоя составляют 7—6° С, на восточном склоне глубина и температура его соответственно варьируют от 4 до 2 м и от 8 до 5° С.

На глубине моря 600—700 м в Среднем Каспии и 700—900 м в южном Каспии материковый склон переходит в абиссальную равнину. Это наименее подверженная колебаниям температуры область Каспийского моря. Температура нейтрального слоя центральной впадины Среднего Каспия (Дербентская котловина) примерно составляет 5° С, Южного Каспия — около —6°С. Повышенная температура глубоководных донных осадков Южного Каспия в сравнении со Средним Каспием может быть результатом большей гидротермальной активности южной части Каспийского моря.

Таким образом, значительная часть Каспия (62.2%) в наибольшей степени подвержена воздействию знакопеременного потока, вызванного инсоляцией. Для применения в вышеуказанных целях терморазведочных работ необходимо применение методики нестационарного температурного поля, использование термозондов, а в случае изучения теплового потока, — нестандартных заглубителей и соответствующих конструкций измерительных устройств. В глубоководных впадинах этот геотермический параметр может быть измерен с помощью высокопроизводительных тепломеров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987, с. 284.
2. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986, с. 255.
3. Каспийское море. М.: МГУ, 1969 с. 255.
4. Кулакова Л. С., Лебедев Л. И. Морфоструктура дна Каспийского моря. — В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности впадин внутренних морей. М.: Наука, 1981, с. 74—79.
5. Суетнов В. В., Никульшина Е. А. Результаты исследования параметров нейтрального слоя в донных осадках южной части Баренцева моря. — В кн.: Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988, с. 128—134.

Т. М. СУЛЖИЕВА, М. Х. ДЖАМАЛУДИНОВ, Т. С. ЯНКОВСКАЯ

К ВОПРОСУ ТИПИЗАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА И ФОРМИРОВАНИЮ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический состав сероводородных вод формируется в результате взаимодействия подземных вод с водовмещающими породами в процессе длительного геологического развития. Условия формирования сульфидных вод можно установить путем восстановления истории геологического и геотектонического развития водоносной системы и связанных с ними изменениями геохимического режима. Изучение изотопного состава сероводородных вод и процессов сульфатредукции являются также одними из важных направлений в изучении условий формирования этих вод. Сульфатредукция может затихать или усиливаться с изменением геохимической обстановки, гидродинамических и тектонических условий развития водовмещающей структуры. Как отмечают Г. Н. Плотникова и Л. А. Яроцкий (1, 2) процесс формирования сероводородных вод может начинаться с внедрения инфильтрационных вод в седиментационные и их смешения. Поэтому наличие сероводородных вод свидетельствует обычно о древней или современной связи водоносного горизонта с поверхностными водами, будь то вертикальная миграция глубоких вод в воды вышележащих отложений или наоборот сток поверхностных вод в глубокие горизонты.

Среди сероводородных вод могут быть воды седиментационного, инфильтрационного и смешанного (инфильтрационно-седиментационного) характера. Анализ литературных данных по сероводородным водам Дагестана и других регионов показывает, что воды, однородные по ионному и газовому составу могут иметь совершенно разный генезис исходных вод и заключенных в них сульфидов.

На территории Дагестана выделяются следующие три группы сероводородных вод: 1) перегретые рассолы морского происхождения с сероводородом термического происхождения; 2) рассолы и воды смешанного происхождения с современным процессом биохимической сульфатредукции; 3) инфильтрационные воды выщелачивания с современным процессом биохимической сульфатредукции, формирующиеся в условиях значительного водообмена.

Сероводородными могут быть воды самого различного гидрохимического типа, наиболее распространены среди них хлоридные-натриевые, менее развиты сульфатные, натриевые и гидрокарбонатно хлоридные натриевые. В первую группу входят сульфидные хлоридные натриевые рассолы существенно морского происхождения с высоким содержанием кальция (12 г/л), площадей Восточного Предкавказья (Равнинная, Степная, Перекрестная, Солончаковая). Приуроченные к гипсоносным толщам верхней юры в её наиболее погруженных частях они залегают в зонах с весьма замедленным водообменом, вскрыты на глубинах 3500—4000 м по обе стороны Каспийского моря в пределах обеих плит (Скифская, Туранская). Высокая температура (150° С) позволяет считать образование сероводорода в них результатом термохимического восстановления сульфатов (минерализация — 130 г/л, бром — 230 мг/л, H_2S — 250 мг/л).

Высокая концентрация кальция в этих водах объясняется происходящим в процессе эпигенеза метасоматическим замещением кальция и магния из пород натрием из воды. Большие концентрации брома объясняются концентрированием морских вод и накоплением брома в остаточной рапе. Эти воды характеризуются также высокой общей газонасыщенностью. Газы сероводородно-углекисло-метанового состава. Вторая группа сероводородных вод — это воды и рассолы смешанного происхождения с сероводородом современной генерации. Воды, входящие в эту группу, носят как черты морского, так и инфильтрационного генезиса. Определенных чётких критериев для однозначного определения генезиса этих вод не существует и о них можно судить лишь при совокупном рассмотрении геохимических, гидрогеологических и геологических условий их развития и говорить о степени преобладания того или иного типа в исследуемой воде. Для этой группы характерно большое разнообразие химических типов вод. На территории Дагестана хлоридными натриевыми являются концентрированные сероводородные воды площадей Талги, Заузанбаш, т. е. воды, связанные с мезозойским комплексом отложений; наоборот, воды палеогеновых отложений имеют весьма пёстрый состав — гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, сульфатно-хлоридный натриевый. Хлоридные натриевые воды (табл. 1) формируются в относительно погруженных частях артезианского бассейна в условиях замедлен-

ного водообмена и в их формировании основную роль играет морской солевой комплекс. В них наряду с абсолютным преобладанием ионов натрия присутствуют в значительном количестве ионы кальция (до 23% экв.), что характеризует их как морские седиментационные воды, подвергнувшиеся метаморфизму. В составе растворенных газов присутствуют сероводород, азот, углекислый газ. В составе спонтанных газов, в основном, содержится метан (70—80%), остальная часть — углекислый газ и азот.

Следует отметить, что среди хлоридных натриевых сульфидных вод есть воды с невысокими концентрациями сероводорода, но с высокой минерализацией. Это объясняется низкими содержаниями сульфатов в водовмещающих отложениях (Каякент скв. 600, источники мыса Башлы и сбросового канала озера Аджи) и высокими концентрациями кальция. Почти во всех хлоридных натриевых водах присутствуют гидрокарбонаты, образующиеся в процессе сульфатредукции.

В пределах Дагестанского артезианского бассейна хлоридно-гидрокарбонатные воды формируются, в основном, в песчано-глинистых толщах кайнозоя, при этом большую роль в их формировании играют процессы катионного обмена, в результате которых в подземные воды поступает значительное количество иона натрия и сульфат-иона, затем в результате активной сульфатредукции в водах накапливаются гидрокарбонаты. Гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды формируются в зоне более активного водообмена, интенсивная динамика этих вод определяет их характерные особенности: содержание сероводорода колеблется в широких пределах: от 10 мг/л до 200 мг/л (Каякент скв. 611—М, источники Атлы-Боюн, Зели-Кака). Величина общей минерализации от 1,5 до 4,0 г/л, довольно высокое содержание сульфатов (5—15% экз.) отношение Na/Cl всегда больше единицы и колеблется от 1 до 4, что свидетельствует о преобладающей роли инфильтрационных вод в формировании вод данного типа (табл. 2). Температура этих вод колеблется в пределах от 12 до 39° С, p^H 7,4—8,6 т. е. воды — в основном гидросульфидные.

Анализируя состав вод данного типа можно сделать вывод об условиях формирования хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых сульфидных вод. Формирование их происходит в результате выщелачивания пород водоносных комплексов инфильтрационными водами, при этом значительную роль играют обменно-адсорбционные процессы, в результате которых увеличивается содержание хлора, натрия, магния, появляются сульфаты (вторичные — результат биогенного окисления пирита). Сульфатредукция приводит к появлению гидрокарбонатов. Очевидно, что формирование гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод происходит в результате сульфатредукции, так как одним из продуктов биохимического восстановления сульфатов являются гидрокарбонаты. Л. Я. Ярошким (2) на примере Чокракского месторождения сульфидных вод был показан процесс наложения инфильтрационных вод на воды морского генезиса, и формирования

Таблица 1

Характеристика сероводородных вод хлоридного натриевого состава

Название источника	Возраст вмещающих пород	Минерализация г/л	Формула ионного состава	H_2S мг/л / SO_4^{2-} мг/л	pH / Eh мВ	T °C	r Na / r Cl	Cl/Br
Талги — скв. № 1	K_2	5,733	$\frac{Cl72\ SO_420}{(Na+K)70\ Ca23}$	$\frac{350}{0,700}$	$\frac{6,6}{-190}$	38	1,02	156
Талги — скв. № 2	K_2	5,240	$\frac{Cl70\ SO_416\ HCO_314}{(Na+K)70\ Ca20}$	$\frac{288}{6,738}$	$\frac{6,7}{-190}$	37,5	1,02	198
Талги — скв. № 3	K_2	5,656	$\frac{Cl70\ SO_418}{(Na+K)75\ Ca20}$	$\frac{216}{1,096}$	$\frac{6,7}{-190}$	38	1,01	
Источник Кафтар	P	5,218	$\frac{Cl70\ SO_418}{(Na+K)75\ Ca20}$	$\frac{200}{1,300}$	$\frac{6,9}{-170}$	3,2	0,94	116
Заузанбаш, скв. № 3	J_3	4,205	$\frac{Cl70\ SO_418}{(Na+K)70\ Ca20}$	$\frac{260}{0,800}$	$\frac{7,4}{-190}$	20	0,97	200
Миатлы скв. 320	K_1	12,10	$\frac{Cl70\ SO_425}{(Na+K)70\ Ca19}$	$\frac{50—150}{2,123}$	7,2	20	1,0	—
Источник канала Аджи	$N_1^{2-}\overline{Cr}$	38,840	$\frac{Cl97}{(Na+K)90}$	$\frac{20}{0,110}$	$\frac{7,1}{-120}$	46—50	1.01	300

Таблица 2

Характеристика хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых сероводородных вод Дагестана

Название источника	Возраст вмещающих пород	Минерализация г/л	Формула ионного состава	pH	T °C	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	Cl/Br	$\frac{H_2S\ мг/л}{SO_4^{2-}\ г/л}$
Атлы-Боюнские источники	N_1^2-Cr	3,67	$\frac{HCO_3 51\ Cl 32\ SO_4 16}{(Na+K)\,77\ Mg 22}$	7,2	11,5	2,3	370	$\frac{280}{0,518}$
—«—	—«—	2,87	$\frac{HCO_3 67\ Cl 28}{(Na+K)\,91}$	7,0	12,5	2,3	300	$\frac{187}{0,710}$
Новокаякент, скв. 611 М	—«—	1,704	$\frac{(HCO_3+CO_3)\,66\ Cl 26}{(Na+K)\,91}$	7,8	28	3,5	260	$\frac{195}{0,095}$
Зели-Кака источник	—«—	8,45	$\frac{Cl 63\ HCO_3 31}{(Na+K)\,91\ Mg 7}$	8,0	20	1,1	300	$\frac{156}{0,500}$
Исти-Су источник	—«—	2,82	$\frac{Cl 58\ HCO_3 33}{(Na+K)\,96}$	8	45	1,6	1000	$\frac{95}{0,206}$
Миатлы скв. 8	K_2	1,13	$\frac{Cl 61\ HCO_3 36}{(Na+K)\,76\ Ca 14}$	7,4	36,6	1,2	—	$\frac{17}{0,030}$
Мюрего источник	N_1^2-Cr	3,42	$\frac{HCO_3 50\ Cl 46}{(Na+K)\,96}$	7,6	11,7	2,1	300	40,0

гидрохимической зональности, выражающейся в закономерной смене хлоридно-сульфатных натриево-магниево-кальциевых бессероводородных вод хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми сероводородными. В своё время В. А. Сулин (3) показал, что десульфирование вод сульфатно-натриевого типа (вод суши) в ряде случаев заканчивается преобразованием их в новый гидрохимический тип гидрокарбонатно-хлоридный или гидрокарбонатный натриевый тип. В данном случае это можно проследить на примере вод ущелья Зели-Кака:

$$M1{,}103\,\frac{SO_4 43\ HCO_3 40\ Cl 16}{(Na+K)\,73{,}7\ Mg 20}\ t—16°\,C\ pH—6{,}9 \qquad (1)$$

$$M3{,}596\,\frac{HCO_3 51\ SO_4 28\ Cl 19}{(Na+K)\,77\ Mg 18}\ t—18°\,C\ pH—7{,}2 \qquad (2)$$

$$M8{,}45\ H_2S\,O156\ \frac{Cl 63\ HCO_3 31\ SO_4 5}{(Na+K)\,91\ Mg 7}\ t—18°\,C\ pH—7{,}8 \qquad (3)$$

Воды трёх источников закономерно меняют состав. Первый из них — это бессероводородный источник области питания, два других — источники области разгрузки. С увеличением минерализации меняется тип воды, содержание гидрокарбонатов увеличивается, уменьшается содержание сульфатов, увеличивается содержание сероводорода. Сопоставление содержания гидрокарбонатов с сероводородом показывает, что, независимо от типа воды и минерализации, содержание гидрокарбонатов растет с увеличением концентрации сероводорода, т. е. зависит от интенсивности сульфатредукции.

Сероводородные воды сульфатно-гидрокарбонатного типа, представителями которых являются Каракайтагские, Салтабакские и Капчугаевские источники формируются в условиях активного водообмена, в формировании их химического состава значительную роль играют инфильтрационные воды. Высокое содержание H_2S (160—300 мг/л) говорит о благоприятных условиях для биохимической сульфатредукции. Высокое содержание сульфатов позволяет предполагать, что это сульфатные натриевые воды или хлоридно-сульфатные, подвергнувшиеся метаморфизму. Отношение Na/Cl 3,2—4, а Cl/Br коэффициенты совершенно разные: для Каракайтагского источника — 237, для Салтабакского — 59, что говорит о высокой концентрации брома в воде последнего. Воды караган-чокракских отложений характеризуются увеличением содержания брома с увеличением минерализации, что объясняется концентрированием морских вод и накоплением брома в остаточной рапе (3).

Сульфатно-хлоридные сероводородные воды формируются в песчано-глинистых породах, содержащих значительное количество сульфатов и хлоридов и полностью не отмытых. Соотношение сульфатов и хлоридов тесно связано, по мнению Г. Н. Плотниковой

Таблица 3

Характеристика сероводородных вод сульфатно-гидрокарбонатного сульфатно-хлоридного натриевого типов

Название источника	Возраст вмещающих пород	Минерализация г/л	Формула ионного состава	H_2S мг/л / SO_4^{2-} г/л	pH / Eh мВ	T °C	r Na / r Cl	Cl/Br
Салтабак источник	чокрак	6,0	$HCO_3$50 $SO_4$35 Cl15 / (Na+K)97	200 / 1,495	6,9 / —190	13,7	4,3	59
Каракайтагский источник	караган	3,24	$HCO_3$36 $SO_4$33 Cl61 / (Na+K)95	160 / 0,390	7,8 / —195	42	3,2	237
Капчугайские источники	чокрак	10,0	$SO_4$49 $HCO_3$25 Cl25 / (Na+K)86 Mg8	226 / 3,530	8,1	20	2,1	126
—«—	—«—	9,93	Cl41 $SO_4$33 $HCO_3$26 / (Na+K)92 Mg11	2077 / 2,290	8,2	20	2,0	120
		9,48	Cl46 $HCO_3$41 $SO_4$13 / (Na+K)92 Mg7	315 / 1,00	8,3	20	2,0	130
Уйташские источники № 1	—«—	28	Cl85 $SO_4$12 / (N+K)83	30 / 2,100	7,0 / —100	70 / —100	16	1,1342

Таблица 4

Характеристика сероводородных вод выщелачивания и инфильтрационного генезиса

Название источника или № скважины	Возраст вмещающих пород	Минерализация г/л	Формула ионного состава	H_2S мг/л / SO_4^{2-} г/л	pH / EhмВ	T °C	r Na / r Cl	Cl / Br	Состав газа %
Пилигский источник	J_1	2,5	$HCO_3$78 Cl20 / (Na+K)95	22 / 0,033	7,6	8	4,7	100	N_2—76
Архитский источник	—«—	3,1	$HCO_3$62 Cl36 / (N+K)88	14	7,5	11	2,4	120	N_2—85
Агвалинский источник	J_1	1,3	$HCO_3$78 Cl16 / (Na+K)91	18,5 / 0,070	7,8	14,5	5,7	60	
Кородинский источник	J_2	1,12	$SO_4$54 $HCO_3$44 / (Na+K)37 Ca34 Mg29	32 / 0,504	9,5		1	70	N_2—70
Хосрехский источник	J_1	0,5	$HCO_3$59 $CO_3$25 $SO_4$13 / (Na+K)98	12 / 0,030	8,78	11,8	33,2	—	
Кванхидатль источник	J_3	26,760	Cl83 $SO_4$16 / (Na+K)83 Ca12	12	7,0		1	6000	N_2—80
Инхело источник	J_3	26—27	Cl83 $SO_4$17 / (Na+K)83 Ca12	6	7,2	19,5	1	7000	N_2—82

(1), с минерализацией и катионно-диффузионными процессами между водоносным комплексом и глинистым водоупором. Минерализация изменяется от 9 до 28 г/л, сульфаты составляют 15—60% экв., гидрокарбонаты накапливаются до г/л, в катионном составе преобладает натрий. Содержание сульфидов лимитируется битуминозностью вмещающих пород, pH 7—8,3, воды сероводородно-гидросульфидные. Представителями этих вод являются Уйташские, Капчугаевские источники.

Третью группу составляют сероводородные воды выщелачивания и инфильтрационного генезиса.

Слабо сероводородные воды выщелачивания хлоридного натриевого типа в Дагестане формируются при выщелачивании и растворении в зоне активного водообмена гипсоносной толщи верхней юры, содержащей небольшое количество рассеянного органического вещества. Эти воды имеют высокую минерализацию, составляющую 26—28 г/л, содержат сульфатов свыше 3 г/л, Cl/Br=700, Na/Cl=7, вода является хлоридной натриевой. Это объясняется тем, что в природных условиях гипс всегда содержит примеси хлоридных и сульфатных солей натрия и магния, которые более растворимы, чем чистый гипс и, соответственно, быстрее вымываются.

Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые слабо сероводородные (20—50 мг/л) воды инфильтрационного генезиса формируются в горноскладчатой области Дагестана в местах выхода на поверхность мезозойских отложений. Они формируются в песчано-глинистых пиритизированных отложениях нижней юры и в карбонатных отложениях верхнего мела, хорошо промытых в условиях активного водообмена. Эти воды характеризуются невысокой минерализацией, составляющей 1,3—5,68 г/л, содержат мало сульфатов (30—100 мг/л), за редким исключением (Кородинский источник — H_2S 50,0 мг/л), SO_4^{2-}=100—120, pH — колеблется от 7 до 8,7, в составе газов преобладает азот (табл. 4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Плотникова Г. Н. Закономерности распространения и формирования сульфидных вод. В сб. «Сульфидные воды СССР». — Тр. Института курортологии и физиотерапии. М., 1977, т. XXXIII, с. 20—25.

2. Яроцкий Л. А. Основные закономерности формирования сероводородных вод. — Сб. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». М., 1960. 230 с.

3. Сулин В. А. Воды нефтяных и газовых месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат. 1946. 96 с.

4. Валяшко М. Г., Власова Н. К. О путях формирования хлоркальциевых рассолов. Геохимия № 1. 1965.

Д. А. ДИБИРОВ, Т. М. СУЛЖИЕВА

ОБ ОХРАНЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ПРОЦЕССЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

(на примере Тарумовского месторождения)

Освоение все больших и больших глубин в процессе разведки и наращивания топливно-энергетических и сырьевых ресурсов химической промышленности является неизбежной тенденцией развития горного производства в перспективе. Такое развитие стимулируется известным сокращением запасов многих полезных ископаемых, залегающих вблизи дневной поверхности, и повышением концентрации энергии и химических компонентов горных пород и пластовых жидкостей с увеличением глубины. Уже в настоящее время на больших глубинах вскрыты пласты, температура которых достигла 200—300°С, минерализация вод составляет 200—400 г/л, газосодержание — несколько $м^3/м^3$. Предстоящая промышленная эксплуатация скважин и разработка месторождений в таких условиях ставит целый ряд задач по охране как геологической так и региональной природной среды. Типичным примером в этом отношении является Тарумовское месторождение на территории Северного Дагестана.

В настоящее время наиболее перспективными с точки зрения использования геотермальной энергии и химических компонентов является I_2 VI пласт среднеюрских отложений, залегающий на глубине 5450 м и вскрытый уже пятью скважинами. Температура пласта на достигнутой глубине составляет 200° С, а минерализация воды изменяется по разным анализам в пределах 180—200 г/л (табл. 1).

Эксплуатация месторождений с планируемыми отборами термальной воды, достигающими десятки и сотни тысяч $м^3$/сут., в таких условиях может оказать существенное влияние на эколо-
гическую обстановку региона. Предполагаемая реализация под-
земных циркуляционных систем (ПЦС), которая предусматривает
обратную закачку термальной воды после отбора тепла и в опре-
деленных случаях гидрохимического сырья, представляет особый
интерес для охраны геологической среды и природы в целом. Од-
нако нерешенность многих технологических вопросов, особенно
отсутствие высокопроизводительных экономичных насосов в анти-
коррозийном исполнении отодвигает реальность применения ПЦС
на дальнюю перспективу. Существенным препятствием является
также аномально высокое пластовое давление (до 71 МПа), кото-
рое с учетом известного эффекта термолифта обуславливает высо-
кое давление в наземных коммуникациях в случае применения
замкнутой системы (как известно, существующие конструкции на-

Таблица 1

Результаты химического анализа подземных вод Тарумовского месторождения

№ скв. интер. перф. дата / компонен. мг/л	скв. № 1 5420 12.09.77 г.	скв. № 2 5427—5421 6.05.83 г.	скв. № 4 5382—5388 22.10.84 г.	скв. № 6 5385—5479 1.01.85 г.
$Na^+ + K$	68040,0	636962,0	60259,3	56137,02
Ca^{2+}	8617,2	8800,0	8800,0	8000,0
Mg^{2+}	1276,8	729,6	—	226,0
сумма катион	73119,74	73724,3	70275,3	65109,8
Cl^-	119500,0	115978,5	11848,8	103388,01
SO_4^{2-}	не обн.	не обн.	8,23	6,58
J^-	23,26	21,2	7,62	8,15
Br^-	681,64	717,2	618,05	607,7
сумма анионов	120204,9	116869,3	112531,5	104047,1
сухой остаток	198810,0	191002,0	178960,0	175,3
t	140°C	190°C		170°C
ph	3,87	6,2	6,0	5,0
уд. вес г/см³	1,11	1,12	1,119	1,118

сосов предусматривают давления на приеме насоса не более 1—2 МПа.). В случае же открытой системы с выпуском продукции скважины на дневную поверхность создается реальная угроза загрязнения природной среды.

В этих условиях уникальным решением проблемы является создание подземной самоциркуляционной геотермальной системы (1, 2), предусматривающей геометрично замкнутый гидродинамический контур, включающий эксплуатационную скважину, коммуникационную наземную систему, нагнетательную скважину и пласт. Самоциркуляционная система работает без использования каких-либо закачивающих средств и механизмов и без использования энергии извне, за счет тепловой энергии самого пласта. Это позволяет герметично замкнуть между собой эксплуатационную и нагнетательную скважины, что полностью исключает какие-либо утечки пластовой продукции в атмосферу, а, следовательно, исключает малейшее загрязнение среды. Все это достигается без проведения каких-либо дополнительных объемов работ и материальных затрат. Более того, предлагаемая самоциркуляционная система обладает рядом преимуществ, заключающихся в улучшении условий техники безопасности (так как исключает использование электроэнергии, движущихся механизмов, резко сокращает

численность обслуживающего персонала) сокращении площадей земельных отводов под строительство насосных хозяйств и т. д. Другим преимуществом самоциркуляционной системы является возрастание его гидродинамических характеристик и производительности с ростом глубины с возрастанием минерализации, химической концентрации и температуры и в целом ухудшением природоохранных условий разработки месторождений термальных вод. Отмеченные изменения свойств термальных вод с ростом глубины и характеристик самоциркуляционных систем предопределяет высокую эффективность применения последних в перспективе. Отбор тепловой энергии при реализации самоциркуляционных систем осуществляется посредством теплообменников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Самоциркуляционная геотехнологическая система. — (М. Г. Алишаев, Г. М. Гайдаров, С. А. Каспаров, М. К. Курбанов и др.). — В сб. Геотехнологические аспекты геотермальной энергетики. Махачкала, 1984, с. 21—25.

2. Гайдаров Г. М., Мавраева З. З. Термоупругие свойства как критерий извлечения геотермальной энергии. — В кн.: Генетические типы и оценки перспектив месторождений минерального сырья Дагестана. Махачкала, 1984, с. 139—146.

Л. М. КУРБАНОВА

РЕКРЕАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ КАЯКЕНТ-БЕРИКЕЙСКОГО КУРОРТНОГО РАЙОНА И ИХ РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Проблема организации отдыха и восстановления здоровья людей остается одной из актуальных в нашей стране. Потребности в приморских санаторно-бальнеологических учреждениях на Каспии растут, особенно в последние годы, в связи с перегруженностью Черноморского побережья.

Благоприятные климатические условия, географическое положение, наличие разнообразных минеральных источников и лечебных грязей делают Каякент-Берикейский район выгодным для развития рекреационного хозяйства.

Климат района умеренно теплый, континентальный, отличается засушливостью. Средняя летняя температура 24° С, зимняя —

ло 0° С. Важное значение имеет расположение курортного района на берегу теплого Каспийского моря. Но главными рекреационными ресурсами территории являются минеральные источники и лечебные грязи. Отмечается большое разнообразие их по составу, температуре и другим параметрам. К числу основных относятся Каякенское и Берикейское месторождения, а также Каракайтагские термальные сероводородные источники, термальные сероводородные воды мыса Башлы, сбросового канала озера Аджи, йодобромные рассолы разработанных газонефтяных месторождений Дузлак, Дагестанские Огни, Хошмензил.

Большинство источников Каякентского месторождения дают термальные воды низкой минерализации (1—3 г/л) сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого или гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого состава, приуроченные к караган-чокракским отложениям неогена. Вода используется для питьевого лечения, приема ванн и смывного душа после грязевых процедур.

Наряду с термальными минеральными водами в районе имеются и грязевые озера с лечебной грязью торфяного происхождения. Отмечается повышенное содержание в них кремниевой кислоты (116 мг/л), которая имеет значительный лечебный эффект, особенно для заживления поверхностных ран. Химический состав вод озер сходен с водами минеральных источников. Малое Каякентское грязевое озеро «Дипсус» содержит крепкую сероводородную воду (200 мг/л). Температура в озере достигает 47° С и выше. Сероводородные лечебные грязи Каякентских озер используются для лечения заболеваний опорно-двигательного аппарата и кожных болезней.

Сероводородные термальные воды Каракайтагских источников являются дополнительными гидроминеральными ресурсами Каякентского курорта. Температура вод источников 42—43° С, содержание сероводорода — до 162 мг/л и выше. По составу они относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатным натриевым. Сероводородные воды применяются для лечения артритов, полиартритов, кожных и гинекологических заболеваний (Романов, 1974).

Термальные сероводородные воды мыса Башлы относятся к рассолам хлор-кальциевого типа. Их минерализация достигает 83 г/л, температура — до 60° С. Основная масса солей приходится на хлорид натрия. Воды содержат повышенные количества микроэлементов: йода, брома и бора. Используются для лечения ревматизма, радикулита, кожных заболеваний.

Рассолы газо-нефтяных месторождений Южного Дагестана: Берикея, Дузлака, Дагестанских Огней, Хошмензила относятся к хлоридно-натриевому типу. По общей минерализации и химическому составу они относятся к высокоминерализованным йодобромным. Основная масса солей приходится на хлорид натрия. Общая минерализация вод колеблется от 63 до 76 г/л, содержание йода — от 18 до 27,7 мг/л, брома — от 190 до 238 мг/л. Температура достигает 57—60° С (Гецеу В. В., 1964).

Рассолы аналогичного состава могут применяться для лечения

некоторых форм дерматозов, заболеваний суставов, начальных форм церебрального атеросклероза, а также для лечения рахита как воды с повышенным содержанием кальция. Йод и бром, содержащиеся в минеральной воде, обладают высокой биологической активностью и способностью стимулировать защитно-приспособительные силы организма. Хорошим средством йодобромные ванны считаются при поражениях периферической нервной системы и оказывают благоприятное влияние в целом на нервную систему: устраняются раздражительность, головные боли, улучшается сон, восстанавливается работоспособность (Романов Е. Н., 1974).

Таким образом, очевидна большая значимость минеральных вод для бальнеологии и в целом для развития рекреационного хозяйства.

Однако, наряду с большой пользой минеральные воды при отсутствии контроля за функционированием заброшенных скважин могут нанести большой ущерб окружающей среде. Длительное фонтанирование минеральных вод из заброшенных скважин ухудшает структуру почв, приводит к снижению водопроницаемости и дальнейшему их засолению.

Вода Берикейских грифонов содержит до 800—1000 мг/л стронция. Осаждение его солей на поверхности отложений и шельфа моря должно приводить к повышению радиоактивности, так как радиоактивные изотопы, которые в воде не дают заметного фона, сорбируются грунтами и их радиоактивность может превысить санитарные нормы.

Воздействие минеральных термальных вод на окружающую среду проявляется и в атмосфере в связи с выбросом сероводорода, углеводорода, углекислого газа. Установлено также, что минеральные термальные воды неликвидированных самоизливающихся скважин служат одним из источников загрязнения прибрежных вод Каспийского моря органическими и неорганическими веществами.

Все эти частные изменения оказывают всеобщее воздействие в целом на географическую среду. В целях нейтрализации эколого-гического ущерба и извлечения максимально возможной экономической выгоды необходима очистка геотермальных вод от вредных примесей в комплексе с извлечением ценных компонентов. Существуют физико-химические и биологические методы очистки.

В Дагестанском педагогическом институте была разработана схема безотходной комплексной переработки геотермальных вод, одним из звеньев которой является биологический способ обесфеноливания вод путем выращивания на них микроводорослей, участвующих в детоксикации фенолов и нефтепродуктов (Тумалаев Н. Р., 1985).

В Институте проблем геотермии разработана схема адсорбционной очистки термальных вод на активированных углях, предусматривающая не только очистку термальных вод от фенолов, но и выделение фенолов в виде товарной продукции (А. Ш. Рамазанов, О. М. Рамазанов, Д. А. Свешникова, 1985).

Главным условием всех технологий должна быть комплексная переработка воды, предполагающая очистку от вредных примесей и утилизацию всех ценных элементов — солей рубидия, цезия, йода, брома, бора, стронция, магния, натрия, кальция; фенолов, нефтепродуктов, углекислого газа, углерода. Внедрение такой технологии позволило бы из вод Берикейского месторождения ежегодно получать товарной продукции на сотни тысяч рублей и исключило бы возможность экологического загрязнения окружающей природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы гидрогеологии и геотермии Дагестана. Под ред. С. Э. Мусаева. Махачкала, 1964.

2. Гецеу В. В. Минеральные источники Приморского Дагестана и Терско-Сулакской равнины.

3. Поиски и освоение месторождений термальных вод Дагестана. Под ред. Курбанова М. К., Сардарова С. С., Дейнега Г. И. и др. Махачкала, 1984.

4. Тезисы докладов Научной сессии Дагестанского филиала АН СССР. Махачкала, 1985.

5. Тезисы докладов Международного симпозиума социалистических стран «Геотермические исследования и использование термальных вод в народном хозяйстве». Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1985.

6. Романов Е. Н. Отдых и оздоровление на Черноморье. Краснодар, 1974.

7. Кессель В. П. Заболевания суставов и их курортное лечение. Ставрополь, 1969.

М. О. ДЖАБРАИЛОВ, Е. М. ЛАНДА, Л. А. РОЙТМАН, М. Я. ВЕРБИЦКАЯ

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАСТОВЫХ ВОД ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТРИАСА РАВНИННОГО ДАГЕСТАНА

Исследования в области гидрохимических способов оценки и выделения перспективных участков, разрезов, областей, зон и отдельных площадей приобретают все большее прикладное значение, особенно в закрытых нефтегазоносных районах с глубоким залеганием продуктивных объектов. Внедрение гидрохимических методов в практику поисково-разведочных работ на нефть и газ в Равнинном Дагестане начато в 60-е годы, когда основные поиски залежей нефти и газа были связаны с нижнемеловыми и юрскими отложениями.

Триасовый продуктивный комплекс, представляющий последние 10 лет и на перспективу основной объект поиска залежей нефти и газа, в гидрогеологическом отношении изучен недостаточно. Вместе с тем имеющийся материал по гидрохимии и газогидрохимии района позволяет установить определенные закономерности, которые могут быть использованы в поисковом процессе на горизонты триаса.

Результаты геологоразведочных работ на нефть и газ последних лет и количественная оценка нефтегазоносности, проведенная на основе комплексного анализа геохимических и историко-динамических критериев, указывает на все еще значительный потенциал нефтегазоносности триасовых отложений платформенной части Дагестана.

К настоящему времени в триасовых отложениях платформенного Дагестана открыто 17 месторождений, из них 16 нефтяных и одно газоконденсатное.

Залежи нефти приурочены к карбонатному пласту анизийского яруса (четыре залежи) и к биогермным известнякам нефтекумской свиты нижнего триаса; в обоих пластах залежи установлены на двух месторождениях — Солончаковом и Центральном. На 11 месторождениях установлены залежи только в триасовых отложениях, остальные являются многопластовыми с залежами нефти и газа в нижнемеловых и юрских отложениях.

Многопластовые месторождения размещаются в западной части Прикумского сложного вала, где структурная выраженность прослеживается до олигоценовых отложений. В восточном направлении структурная выраженность стратиграфически снижается, и здесь залежи приурочены только к триасовым отложениям. В пределах Восточно-Манычского прогиба структуры в платформенном чехле практически отсутствуют и устанавливаются только в орогенном триасовом комплексе, причем наиболее выраженные поднятия — в нижнетриасовом карбонатном комплексе.

По материалам геолого-геофизических исследований по триасовому комплексу и фундаменту в пределах Прикумского вала выделены Сухокумский и Таловский тектонические выступы, Мектебско-Кумбаторская зона поднятий. Новые данные сейсморазведки методом ОГТ последних лет позволили выделить ряд перспективных структурных зон по триасовым отложениям в пределах Южного борта Восточно-Манычского прогиба, где открыто нефтяное месторождение — Озерное. Выявленные залежи в триасовом продуктивном комплексе связаны с трещинно-кавернозно-поровыми известняками и доломитами нефтекумской свиты и порово-трещинными известняками продуктивной пачки анизийского яруса. Залежи нефти и газа пластового и массивного типов приурочены к пологим куполовидным поднятиям, осложненным системой разрывных нарушений. Размеры залежей — от 1,5×1,0 км до

7,8×4 км из них: — Озерное, 7,8×1,5 км, и Юбилейное, 3,7×1,6 км.

Выявленные залежи залегают на глубинах от 3880 м до 4000 м, градиент начальных пластовых давлений — в пределах 1,12—1,49 и изменяется от 46 МПа до 66,5 МПа. Давление насыщения — от 8,0 МПа до 23,5 МПа. Все основные залежи в нефтекумской свите разрабатываются при водонапорном режиме, но в отдельных случаях имеет место затрудненный режим, что связано с блоковым строением и литолого-фациальной изменчивостью продуктивного пласта-коллектора как по площади, так и по разрезу.

Пласты-коллекторы, контролирующие залежи, характеризуются высокими емкостными и фильтрационными свойствами, обусловленными как проницаемостью самой породы, так и трещиноватостью плотных ее разностей. Залежи нефти пластового и массивного типов, отличаются особенностями геологического строения, условиями залегания и формирования.

Анализ результатов поисково-разведочных работ на больших глубинах в закрытых районах, к которым относится и платформенный Дагестан, показывает все большее усложнение условий открытия месторождений, снижение эффективности и повышение капитальных вложений. В таких случаях прогноз продуктивности структур приобретает важное значение. Известно, что для решения данной проблемы привлекаются многие виды исследований и применяются различные методы комплексной интерпретации получаемого материала. При этом для каждого нефтегазоносного района применяется свой оптимальный комплекс исследований. Для триасового комплекса Прикумской нефтегазоносной зоны, как и для большинства районов, наиболее эффективным методом прогноза продуктивности структур является сейсморазведка в различных ее модификациях с обработкой материалов по специальным программам. Вместе с тем геохимические методы, основанные на определении совокупности параметров, включающих состав нефтей и пластовых вод, а также изучение закономерностей их распределения по разрезу, залежи и региону позволяют повысить достоверность прогноза продуктивности структур.

Проведенные исследования по выявлению закономерностей изменения химического состава пластовых вод показали, что наличие в отложениях юры пластовых вод с минерализацией выше, чем в триасовых отложениях, является благоприятным критерием. Для установления этой закономерности нами были изучены изменения физико-химических свойств флюидов по стратиграфическому разрезу многопластовых месторождений, приуроченных к основным выступам Прикумского вала и к южному борту Восточно-Манычского прогиба.

Минерализация вод нефтекумских отложений Равнинного Дагестана изменяется в довольно широком интервале — от 2267 до 4739 мг-экв/л (68—139 г/л), сохраняя определенную стабильность в пределах отдельных тектонических элементов. Воды относятся к хлоркальциевому типу (табл. 1).

В пределах Таловского выступа — месторождения Кумухское, Таловское, ЮжноТаловское, Центральное, Солончаковое, Юбилейное, Равнинное — минерализация вод изменяется в сравнительно небольшом интервале, 4108—4245 мг-экв/л (117—122 г/л). На границе перехода от Таловского выступа к Сухокумскому блоку — месторождениях Октябрьское и Мартовское — наступает резкое увеличение минерализации до 4574—4739 мг-экв/л, и она сближается с минерализацией вод юрских отложений на этих площадях (4866 мг-экв/л).

На Сухокумском блоке в нефтекумских отложениях на структурах Русский Хутор, Восход минерализация вод снова снижается до 4159—3875 мг-экв/л.

Таблица 1

Минерализация и метаморфизация вод мезозойских отложений Равнинного Дагестана

Возраст, пласт	Сухокумский блок		Таловский выступ		Южный борт Манычского прогиба	
	Русский Хутор, Восход, Сухокумск, Мартовское		Юбилейное, Солончаковое, Кумухское и др.		Озерное	
	Минерализ. мг-экв/л	r Na / r Cl	Минерализ. мг-экв/л	r Na / r Cl	Минерализ. мг-экв/л	r Na / r Cl
K_1 VIII—X	4118—4490	0,78—0,80	1350—2070	0,90—0,95	2846—3201	0,73
K_1 XIII$_1$	4177—4485	0,79—0,80	3148—3264	0,81—0,82	4285	0,77
J_3 XIII$_2$	4240—4642	0,74—0,80	4507—4729	0,70—0,81	—	—
J_3 II	4570—4721	0,81—0,82	4320—4364	0,84—0,85	4683	0,84
J_3 III	4787	0,77	4278—4320	0,85—0,86	4498	0,76
J_2 VI	4414—4866	0,75—0,76	4801—4896	0,78—0,82	—	—
T_2	2987	0,78	3836	0,75	—	—
T_1nf	3875—4739	0,75—0,71	4108—4245	0,66—0,67	2267—2305	0,82—0,85

Воды южного борта Манычского прогиба (месторождение Озерное) характеризуются наиболее низкой минерализацией — 2267—2305 мг-экв/л.

Сравнительно небольшое изменение минерализации вод в пределах месторождений Таловского выступа позволяет предположить хорошие коллекторские свойства пород нефтекумской свиты в этом тектоническом элементе. Повышение минерализации вод в пределах площадей Октябрьская — Мартовская может указать

либо на ухудшение коллекторских свойств пород нефтекумской свиты, либо на возможность перетока вод из юры, так как по данным В. М. Кирьяшкина (1976) $P_г$ /$P_{пл}$ на месторождении Мартовском в нефтекумских отложениях составляет 1,045—1,08, а в юрских оно несколько выше — 1,06—1,08.

Содержание сульфатов в водах всех структурных элементов в целом невелико — 0,2—3,8 мг-экв/л, причем повышенные концентрации — 2,2—3,8 мг-экв/л — приурочены соответственно к водам Сухокумского блока и Манычского прогиба.

Концентрация микроэлементов в водах находится в пределах (мг/л): Br^1 — 302—419, J^1 — 3,5—5,9, NH_4 — 47—89, HBO_2 — 196—253.

Генетический коэффициент метаморфизации вод $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$, указывающий также на долю кальция и магния в их катионном составе, колеблется в широком интервале — 0,61—0,85. Наибольшая метаморфизация вод, а, следовательно, и максимальная концентрация в них щелочно-земельных элементов, характерна для вод Таловского выступа ($\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ — 0,66—0,67). Парагенетический коэффициент $\frac{Cl}{Br}$ характеризуется сравнительно низкими значениями — 172—207, что указывает на значительную роль накопления брома в водах нефтекумской свиты за счет органического вещества пород.

Воды анизийского яруса в пределах Прикумского вала (площади Сухокумская, Восточно-Сухокумская, Смолянская) имеют минерализацию соответственно 2987—2714—3998 мг-экв/л, которая возрастает в восточном направлении. Эти воды характеризуются метаморфизацией $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ — 0,61—0,72, низким содержанием сульфатов — 0,14—2,2 мг-экв/л, несколько повышенным, по сравнению с нефтекумскими водами, содержанием брома — 210—361 мг/л и повышенными значениями коэффициента $\frac{Cl}{Br}$ — 260—265.

При рассмотрении изменения состава вод по стратиграфическому разрезу мезозойских отложений трех структурных элементов Равнинного Дагестана — Сухокумского блока, Таловского выступа и южного борта Манычского прогиба (рис. 1) можно выявить степень закрытости структур в пределах каждого элемента.

Химический состав пластовых вод в пределах Сухокумского блока по стратиграфическому разрезу изменяется следующим образом: в Нефтекумских отложениях минерализация составляет 3875 мг-экв/л, в юрских — 4240—4866 (наиболее высокая) и в нижнемеловых — 4119—4490, что немного ниже, чем в водах юрских отложений. Значение коэффициентов метаморфизации ($\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ — 0,75—0,80) и хлоробромного ($\frac{Cl}{Br}$ — 211—260) изменяются по

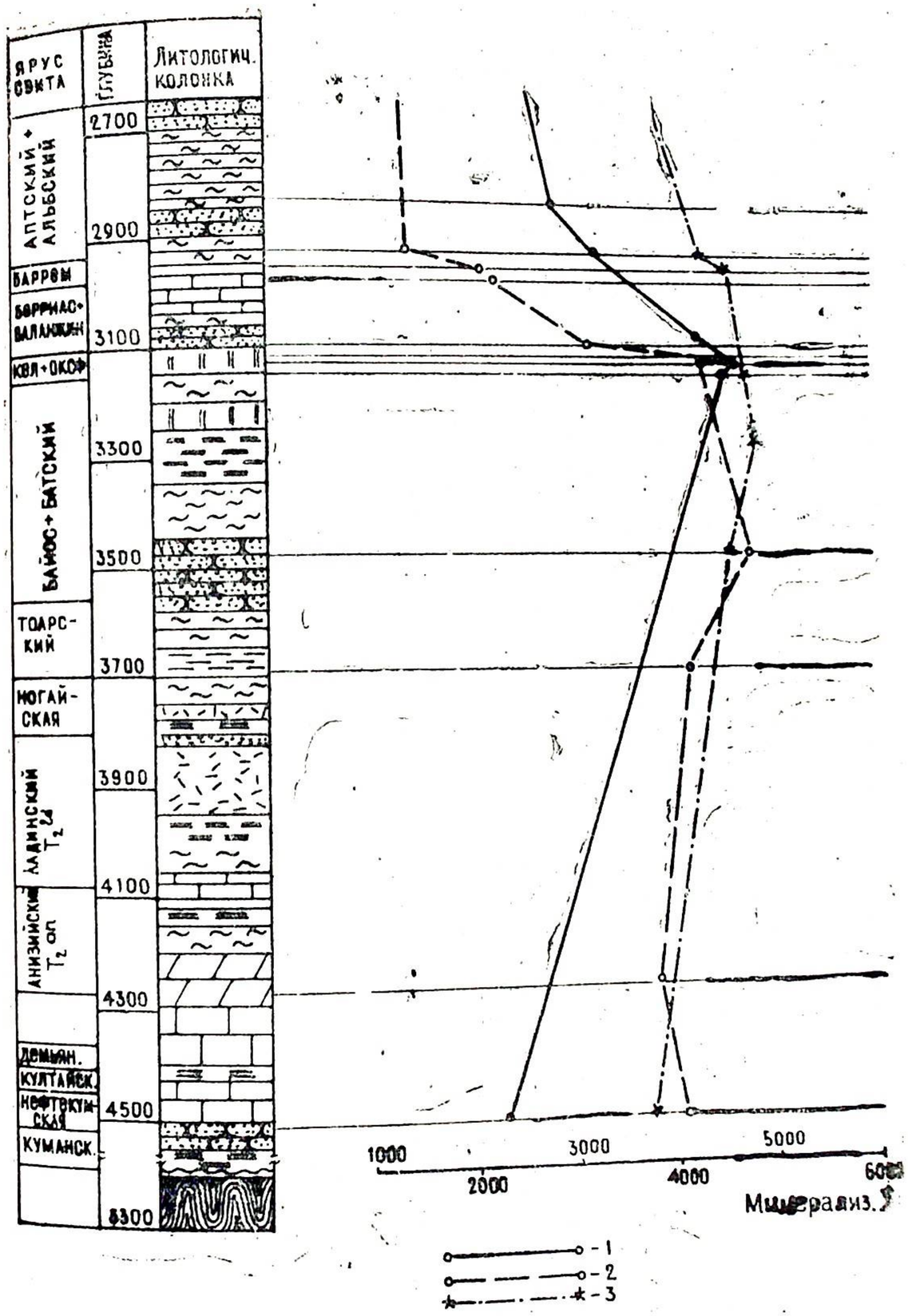


Рис. 1. Изменение минерализации вод по стратиграфическому разрезу структурных элементов Равнинного Дагестана.
1. Южный борт Манычского прогиба. 2. Таловский выступ. 3. Сухокумский блок.

разрезу также в небольшом интервале. Все это показывает сообщаемость (наличие вертикальной миграции) отдельных стратиграфических горизонтов от триаса до нижнего мела. Видимо, это обусловило плохие условия сохранности залежей нефти и газа в триасе. В Сухокумском блоке в нижнем триасе открыта одна небольшая залежь, которая содержит окисленную нефть (Восход), и одна в анизии на Сухокумской площади.

Пластовые воды мезозойского комплекса Таловского выступа (Солончаковое, Юбилейное и др.) по химическому составу можно разделить на три пачки. Первая, самая нижняя пачка, включает очень близкие по составу воды нефтекумской свиты, анизийского яруса и нижней юры. Общая минерализация этих вод составляет 3836—4245 мг-экв/л. Вторая пачка, охватывающая отложения средней и верхней юры, характеризуется водами с наиболее высокой минерализацией — 4320—4896 мг-экв/л. Третья пачка — нижнемеловые отложения (X—VIII пласты) содержит наименее минерализованные воды Σг — 1350—2070 мг-экв/л. Метаморфизация вод четко увеличивается вниз по стратиграфическому разрезу, что определяется по уменьшению коэффициента $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ от 0,90—0,95 (нижний мел) до 0,75—0,66 в триасе. В этом же направлении уменьшается и отношение $\frac{Cl}{Br}$ от 251—284 в нижнем мелу до 172—207 в отложениях нефтекумской свиты. Представленные данные позволяют предположить хорошую изолированность между собой этих трех водоносных горизонтов. Хорошая изолированность триасового горизонта подтверждается сохранностью в нем нефтяных залежей.

Гидрохимическая характеристика мезозойского стратиграфического комплекса южного борта Манычского прогиба (по площади Озерной) довольно близка с таковой для Таловского выступа. Так, общая минерализация вод VIII—IX пластов нижнемеловых отложений площади составляет 2846—3201 мг-экв/л, средне- и верхнеюрских — 4498—4683, средне- и нижнетриасовых — 2267—2305 мг-экв/л, т. е. здесь также, как и на Таловском выступе наблюдаются большие перепады в минерализации вод между отложениями мел-юра и юра-триас. Комплексный анализ фактического материала геологоразведочных работ последних лет дает основание связывать основные перспективы триасовых отложений с Кочубеевской зоной и Восточно-Манычским прогибом, что подтверждается и по газогидрохимическим критериям.

Газоносность вод пермо-триасовых отложений возрастает с запада на восток от 1000 мл/л на Сухокумской площади до 5000—6000 мл/л на Северо-Кочубеевской. Характерной особенностью растворенных газов этого комплекса является повышенное содержание углекислоты (12—63%), высокие концентрации которой приурочены к западным районам (Сухокумское и Мартовское — 28—29%) и выступам фундамента (Солончаковое — 46—63%). В целом воды триасовых отложений имеют дефицит насыщения

в 250—300 атм. Предельной упругостью газа характеризуются восточные районы Равнинного Дагестана, примыкающие к Каспию.

Таким образом, проведенный нами анализ показывает хорошую гидродинамическую закрытость триасовых отложений, а, следовательно, и хорошие условия сохранности залежей нефти и газа в этих отложениях Восточно-Манычского прогиба и Кочубеевской зоны Прикумского вала.

А. М. БАБАЕВ, Ф. Д. ХАНЛАРОВ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД КЕЛЬБАДЖАР-ИСТИСУИНСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ ПОЛОСЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В геологическом строении исследуемой территории большое место принадлежит различным по составу и возрасту интрузивным и субвулканическим образованиям, представленным гипербазитами, гранитоидами андезито-дацитами, липаритами, липарито-дацитами габброидами и др., играющими важную роль в формировании химического состава и циркуляции минеральных вод.

Кельбаджар-Истисуинская синклинальная полоса характеризуется сложным тектоническим строением, которое обусловлено сочетанием различных по возрасту, характеру, направлению складчатых и сопровождающих их разрывных структур. Важную роль играет и магматизм, интенсивно проявившийся как в эффузивной, так и в интрузивной формах.

Особенностью тектонического строения района является наличие здесь поперечных (северо-восточных) и продольных (северо-западных) складчатых и разрывных структур, сочетание которых придают исследуемой территории отчетливо выраженное складчато-блоковое строение. Наиболее крупными структурными единицами региона являются Сарыбабинский синклинорий на северо-востоке, Лачинский антиклинорий на юго-западе и наложенная на них Кельбаджарская мульда. Разрывные структуры представлены: Тертерским, Истибулаг-Агятагским, Лачин-Башлыбельским и Гюзейчиркин-Агбабинским разломами глубокого заложения [1]. К основным складчатым структурам, где происходит разгрузка минеральных источников, относятся Сарыбабинский синклинорий и частично Кельбаджарская наложенная мульда.

Минеральные воды приурочены к осадочным, вулканогенно-осадочным породам мезозоя и низам кайнозоя, выходят на дневную поверхность по различным тектоническим нарушениям в виде естественных источников. Они в основном, инфильтрационные, физико-химические свойства их зависят от литологического состава вмещающих толщ и наличия в водах такого сильного растворителя как углекислота. Углекислые воды, взаимодействуя с окружающей средой, способствуют образованию ряда таких геохимических процессов как растворение, выщелачивание, метаморфизация и др.

На протяжении более 40 км, по Кельбаджар-Истисуинской синклинальной полосе встречаются многочисленные источники минеральных вод с различной температурой. На отдельных участках они выступают группами, образуя крупные месторождения, наиболее мощные из которых Багырсах, Верхний Истису, Нижний Истису, Кельбаджары, Тутхун и др. (таблица). Разгрузка вод осуществляется по системе глубоких разломов и оперяющих их трещин в результате гидростатического напора, обусловленного артезианским характером бассейна, а также под влиянием насыщающей эти воды углекислоты [2].

Важное место в распространении и локализации очагов разгрузки минеральных вод отводится экранирующим водонепроницаемым комплексам. Интенсивность разгрузки их свидетельствует о водопроницаемости трещинных зон, которые прослеживаются на большие глубины. На участках расположения погребенных месторождений термальных вод обычно выявляются трещиноватые породы, по которым высокотемпературные воды движутся к дневной поверхности.

Естественные выходы формируются в результате смещения термальных глубинных струй с холодными водами зоны активного водообмена. Солевой состав минеральных вод на всех участках однотипен, что позволяет предположить общность глубинных условий их формирования. Незначительные отклонения зависят от петрохимических особенностей пород, залегающих близко к поверхности.

Содержание углекислого газа в минеральных водах варьирует в пределах от 84 до 98% объема всех газов, а кислорода, азота и редких газов — незначительно. Углекислота в водах присутствует как в свободном, так и в растворенном состоянии. В растворенном состоянии ее количество достигает 1,5 г/л, причем с увеличением температуры воды оно убывает. Углекислые минеральные воды в естественных выходах и на устье скважин характеризуются наиболее кислой средой (5,85—6,50), что связано с присутствием растворенной углекислоты и сдвигом карбонатного равновесия в сторону образования водородных ионов. Окислительно-восстановительный потенциал минеральных вод составляет +275 ÷ +345 мв. Для маломинерализованных трещинных подземных вод характерны значения pH, близкие к нейтральным

Таблица 1

Гидрогеологические параметры минеральных источников

Группа	Породы, к которым приурочены источники	Температура °С	Минерализация, г/л	CO_2 г/л	Формула химического состава воды	Дебит воды, м³/сут
Багырсах	трещиноватые известняки	23—48	4,5—5,3	0,3—2,4	$\frac{HCO_3 53 Cl 33}{(Na+K)85(Ca10)}$	3500
Верхний Истису	габброиды, гидротермально измененные карбонатизированные породы	41—71	4,1—6,2	0,6—1,7	$\frac{HCO_3 61 Cl 32}{(Na+K)69Ca21}$	1600
Нижний Истису	андезиты (палеоген) и известняки (кампан-маастрихт)	38—67	2,8—4,9	1,5—4,2	$\frac{HCO_3 66 SO_4 24}{(Na+K)86(Ca11)}$	820
Кельбаджары	известняки (кампан-маастрихт), серпентиниты	36—55	1,9—4,4	2,0—3,5	$\frac{HCO_3 76 SO_4 21}{(Na+K)72Ca23}$	580
Тутхун	андезиты (эоцен) известковисто-кремнистая порода (нижн. сенон), серпентиниты	32—43	4,8—6,1	0,9—1,4	$\frac{HCO_3 85 (SO_4 9)}{(Na+K)64Ca27}$	1200

(7,3—7,9) и сравнительно повышенный окислительно-восстановительный потенциал (Eh = +406 мв).

Воды наиболее глубоких водоносных горизонтов характеризуются сравнительно замедленным водообменом и относятся к хлоридному натриевому типу (pH = 8,7, Eh = +170 мв). Им свойственны низкие значения окислительно-восстановительного потенциала. Значения pH и Eh для различных типов природных вод района имеют только им свойственные величины, обусловленные характером геохимической обстановки.

Минерализация вод исследуемого региона изменяется в пределах от 2,2 до 6,6 г/л. Большинство естественных выходов минеральных вод вследствие смещения глубинных дериватов при разгрузке с маломинерализованными водами зоны активного водообмена имеют меньшую минерализацию порядка 2,1—3,5 г/л [3].

Содержание хлора в минеральных водах колеблется в пределах 0,09—0,17 г/л. Повышенное содержание его (2,5) г/л, встречено в воде, выведенной скважинами с глубины 700 м. Минерализация воды 4,2 г/л. Интрузивные породы района лишены хлорсодер-

жащих минералов; а фациальные особенности меловых отложений исключают наличие в них солеродных образований, могущих быть источником хлора. Можно было бы допустить, что эти воды хлоридного натриевого типа являются глубинными, но весьма низкие показатели содержания лития и бора не позволяют отнести их к этой категории.

В этой связи повышенное содержание хлора объясняется наличием локальных корней молодых вулканических фаций, в которых возможны хлорсодержащие минералы, образованные за счет эксгаляции.

Минеральные воды с относительно повышенным содержанием сульфата (0,3—0,4 г/л) распространены сравнительно мало. Присутствие его обусловлено окислением сульфидов, распространенных главным образом в контактовой зоне интрузивных пород. Минерализация воды — 3 г/л.

Минеральные воды исследуемого региона в основном гидрокарбонатные (1,3—4,4 г/л), повышенное содержание которых связано с насыщением вод углекислотой, поступающей как из глубин, так и в результате выщелачивания изверженных пород и известняков. Минерализация воды 6.6 г/л. Содержание натрия колеблется в широком диапазоне от 0,1 до 1 г/л. Источником обогащения минеральных вод этим ионом являются алюмосиликаты изверженных пород и обменные реакции кальция с натрием в выветрелых их разностях и глинах. Наличие калия в водах связано с калийсодержащими алюмосиликатами и прежде всего полевыми шпатами. Содержание его варьирует в пределах от 0,002 до 0,05 г/л.

Значение кальция изменяется в пределах от 0,1 до 0,4 г/л. Воды с повышенным содержанием кальция приурочены к разрывным нарушениям, оперяющим глубинные разломы. Источником кальция в водах являются широко развитые в районе известняки верхнего мела и эоцена, а также кальциевые алюмосиликаты.

Количество магния в минеральных водах несколько повышенное (0,3 г/л). Основным его источником являются ультрабазиты, характеризующиеся широким распространением, и карбонатные породы.

Концентрация железа в водах не велика (Fe^{2+} — 10 мг/л, Fe^{3+} — 1,0 мг/л). Она обогащается за счет изверженных и терригенных пород, в которых присутствуют железосодержащие силикаты, а также его сульфиды и гидроокислы.

Одним из наиболее ценных качеств минеральных вод региона является высокая концентрация кремнекислоты (150—170 мг/л), обусловленная разрушением породообразующих силикатов. Содержание в них брома и йода незначительно, соответственно 10,0 и 1,0 мг/л. В водах обнаружены также следующие микроэлементы: Li, Pb, Ss, F, Ba, B, Ti, Zn, Mo, Cd, Sn, Mn, Ag, Cr, Ni, Te. Мобилизация редких элементов в изученных водах происходила в результате выщелачивания породообразующих и отчасти акцессорных минералов.

Минеральные воды территории бедны фтором, его концентрации не превышают 0,2 мг/л. Содержание бора в минеральных водах бассейна несколько меньше фонового (10—20 мг/л), а лития меньше чем его среднее значение в углекислых минеральных водах. Очень незначительно содержание рубидия и цезия, концентрации окислов которых по данным пламенной фотометрии, меньше 0,1 мг/л. Стронций составляет 0,3—2,5 мг/л. Барий в минеральных водах распределен неравномерно (0,005—0,07 мг/л), тяжелые металлы — медь, молибден, свинец, марганец в минеральных водах присутствуют незначительно. Концентрация меди достигает до 0,05 мг/л, свинца до 0,02 мг/л, а марганца до 0,08 мг/л. Хром в воде присутствует в виде следов. Кадмий спектральным анализом не обнаружен. Серебро обнаружено в водах от следов до 0,003 мг/л, а цинк, никель, олово в незначительном количестве. Цинк присутствует в большинстве выходов минеральных вод и концентрация его изменяется от следов до 0,022 мг/л. Никель содержится не повсеместно, его концентрация колеблется от 0,01 до 0,04 мг/л.

Титан относится к сравнительно хорошо мигрирующим элементам, потому его присутствие отмечается почти во всех источниках (0,005—0,024 мг/л). Содержание германия в воде достигает 0,005 мг/л, и отмечается он в источниках всех основных групп минеральных вод. Теллур обнаружен в количестве до 0,015 мг/л, а содержание радона достигает до 1,84 ед. Махе [4].

Термодинамические расчеты карбонатно-кальциевого равновесия показали, что минеральные воды региона являются перенасыщенными по отношению к карбонату кальция, что несомненно должно быть учтено при эксплуатации скважин и строительстве минералопроводов.

Для интерпретации условий формирования минеральных вод была изучена их изотопная плотность. Установлено, что минеральные воды региона обладают отрицательным значением уплотнения (0,12—3,3 γ). Как известно, отрицательные значения плотности (от 0 до 3,5 γ) для подземных вод наблюдаются вблизи областей питания и на небольших глубинах.

Следовательно, данные изотопических вариаций водорода и кислорода подтверждают инфильтрационную природу исследованных вод.

В формировании химического состава минеральных вод Кельбаджар-Истисуинской синклинальной полосы, в их проявлении на поверхности и пространственной зональности ведущую роль играют геотектонические условия территории, глубинные тектонические структуры и характер вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Баку, 1955, 241 с.
2. Бабаев А. М. Гидрогеологические условия и гидрогеохимические особенности месторождений углекислых минеральных вод верховья бассейна

р. Тертер. Ученые записки Азерб. института нефти и химии. Баку, 1974, серия IX, № 3, с. 9—12.

3. Ханларов Ф. Д. Углекислые минеральные воды басейна р. Тутхун Кельбаджарского района и перспективы их использования (М. Кавказ). Тезисы научной сессии, посвященной 50-летию образования СССР, Баку, 1972, с. 21.

4. Мамедов Т. А., Бабаев А. М. и др. Особенности формирования различных типов химического состава углекислых минеральных вод Нахичеванской АССР и условия обогащения их микроэлементов. В кн.: Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М., 1979, с. 107—109.

П. К. ТУМАЛАЕВА, К. Д. ДЖАБРАИЛОВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В КАЧЕСТВЕ УСТОЙЧИВЫХ ИОННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Согласно гидрогеохимической классификации Л. С. Балашова [1] типы вод устанавливаются по преобладающему аниону, следовательно речь может идти о трех типах вод: хлоридном, гидрокарбонатном и сульфатном. Подтипы устанавливаются по соотношению главных анионов. Для хлоридного типа вод в принципе возможны следующие подтипы: чисто хлоридный ($Cl \geqslant 95\%$ экв), и два смешанных — хлоридно-гидрокарбонатный ($Cl > HCO_3 > i$) и хлоридно-сульфатный ($Cl > SO_4 > i$). Для гидрокарбонатного типа соответственно: чисто гидрокарбонатный ($HCO_3 > 95\%$ экв), гидрокарбонатно-хлоридный ($HCO_3 > Cl > i$) и гидрокарбонатно-сульфатный ($HCO_3 > SO_4 > i$). Для сульфатного типа — также: чисто сульфатный ($SO_4 \geqslant 95\%$ экв), сульфатно-хлоридный ($SO_4 > Cl > i$) и сульфатно-гидрокарбонатный ($SO_4 > HCO_3 > i$) подтипы. Дальнейшее разделение производится по соотношению катионов. В принципе следующие сочетания и соотношения катионов и соответственно 9 классов подземных вод для каждого подтипа:

1) $Na \geqslant 95\%$ экв, 2) $Ca \geqslant 95\%$ экв, 3) $Mg \geqslant 95\%$ экв,
4) $Na > Ca > Mg$, 5) $Na > Mg > Ca$, 6) $Ca > Na > Mg$,
7) $Ca > Mg > Na$, 8) $Mg > Na > Ca$, 9) $Mg > Ca > Na$.

В соответствии с указанными принципами вся сумма имеющихся различных анализов подземных вод Дагестана была распределена по типам, подтипам и классам (Табл. 1). В результате уста-

Таблица № 1

Хлоридный тип вод

Чисто хлоридный подтип $Cl \geqslant 95\%$ экв.

Cl—Na		M г/л	№№	Cl—Na—Mg	M г/л
№№	Cl—Na				
66	Эльдама, 4	68,8	7	Рубас, 4 (J)	68,8
7	Гильяр	67,6	33	Хошархота	11,3
77	Аджинаур	2,6	161	Перекретная, 1	71,3
95	Ачису, 125	68,8			
104	Хошмензил, 14	71,3			
144	Сухая Кума (мкр)	71,9			
152	Каспийск, 3Т	60,0			
155	Аджи	76,5			
156	Крайновка (Кд)	60			
159	Изберг	67,7			
		71,6			
		71,7			
		66,1			
		62,5			
		64,4			
		24,3			
		33,0			
		12,0			

Cl—Na—Ca		M г/л	№№	Cl—Na—Ca	M г/л
№№	Cl—Na				
6	Дузлак, 13	29,8	61	Дузлак, 26	25,6
8	Огни, 18	28,8	63	Берикей, 14 (K_1)	71,5
36	Тлярата	8,2	65	Берикей, 18 (K_2)	23,8
			67	Рубас, 4 (K_1)	48,7
			72	Дузлак (мкр)	45,3
			79	Белидже (K_1)	53,1
			80	Хошмензил, 17 (мкр)	24,5
			93	Огни, 7 (Рд)	
			94	Дузлак, 14 (Рд)	
			97	Берикей (Рд)	
			116	Караман	
			117	Куруш	
			118	Адильотар	
			119	Крайновка, 1	
			120	Кизляр, 4Т	

№№		М г/л	№№		М г/л	№№		М г/л
			141	Александрия (с) V	37,2			
			150	Башлы	80,4			
			153	Александрия (Кд)	46,6			
			154	Крайновка (Кд)	30,9			
			156	Каспийск, 8Т	85			
			162	Солончаковая № 3	59,0			
			163	Ю. Сухокумск	112,0			
			164	Тарумовка, 1	222,8			

Хлоридный тип

Хлоридно-гидрокарбонатный подтип

№№	$Cl—HCO_3—Na$	М г/л	№№	$Cl—HCO_3—Na—Ca$	М г/л	№№	$Cl—HCO_3—Na—Mg$	М г/л
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Куркли	5,7	13	Тинди	14,4	20	Тинди	8,3
3	Гильяр (K_1)	10,7	37	Тлядаль	2,1	21	Н. Тинди	12,0
10	Хнов	2,2	59	Рубас, 4	83,5	35	Инхокори	10,0
14	Царо	3,7	69	Миатлы (K_2)	1,13	78	Берикей (мкр)	32,2
28	Курукал	2,9	75	Черкезозень (мкр)	5,8	110	Ленинкент (мкр)	5,25
29	Эльдама (K_1)	4,8	81	Крайновка (мкр)	32,7	131	Темиргое (Истису)	3,4
62	Селли (K_1)	27,9	82	—«—	22,0	138	Ленинкент, 4	5,6
74	Крайновка	15,0	27	Талги 1 (Рд)	6,6	143	Рубас (с) V	12,0
83	—«—	16,0	92	Сухая Кума (мкр)	23	146	Аджиаур	9,0
84	—«—	13,0	96	Гаша 3 (мкр)	25,8			
85	Казанище (Рд)	11,0	99	Талги (мкр)	5,8			
86	Миатлы (Рд)	7,4	105	Крайновка (мкр)	33,2			
90	Селли 17 (Рд)	26,8	114	Бовтугай	2,8			
98	Черный Рынок (мкр)	17,6	129	Зели-Кака	8,4			
103	Сухая Кума (мкр)	32,0						
108	Крайновка (мкр)	15,9						
109	Караман, 1	43,0						
115	Махачкала, 180	15,4						
139	Хошмензил (с) V	18,8						
140	Экендиль	2,9						
142	Изберг, 13 Т	28,7						

Хлоридный тип

Хлоридно-сульфатный подтип

№№	$Cl—SO_4—Na—Ca$	М г/л	№№	$Cl—SO_4—Na—Mg$	М г/л	№№	$Cl—SO_4—Mg—Na$	М г/л
52	Конхидатль	26,4	107	Сухая Кума (мкр)	22,7	125	Параул	24,3
64	Губден	1,57	124	Атлыбуюн	2,4			
68	Талги (K_1)	4,8	151	Рубас (Кд)	21,6			
106	Бажиган 1 (мкр)	8,0						
160	Каякент (Кд)	38,8						

Гидрокарбонатный тип

Чисто гидрокарбонатный подтип

№№	HCO_3—Na—Mg	M г/л
11	Джилихюр	2—5
344	Бежта	2,0

Гидрокарбонатный тип

Гидрокарбонатно-хлоридный подтип

№№	HCO_3—Cl—Na	M г/л
9	Бурдеки	3,0
18	Хрюк	6,7
24	Кутул	3,7
26	Варсит	2,0
31	Рычалсу	3,2
32	Фирег	4,5
73	Заузанбаш 3	4,2
126	Мюреги	3,4

№№	HCO_3—Cl—Na—Ca	M г/л
14,7	Ачису, 125	5,8

№№	HCO_3—Cl—Na—Mg	M г/л
4	Чах-Чах	3,7
22	Агвали	1,8
25	Куркент	2,5
45	Архит	3,1
47	Чох	4,8
103	Черный рынок (мкр)	17,6
149	Чирюрт (Кд)	1,7

№№	HCO_3—Cl—Ca—Na	M г/л
153	Ерси	1,6

№№	HCO_3—Cl—Ca—Mg	M г/л
42	Цовкра	1,0

№№	HCO_3—Cl—Mg—Na	M г/л
134	Агачаул	1,9

Гидрокарбонатный тип

Гидрокарбонатно-сульфатный подтип

№№	HCO_3—SO_4—Na	M г/л
12	Ахка	1,1
23	Джаба	1,5
41	Хосрек	0,5

№№	HCO_3—SO_4—Na—Cl	M г/л
2	Бурдеки	1,6
91	Джавгат	1,1
135	Каякент	1,3

№№	HCO_3—SO_4—Na—Mg	M г/л
15	Хрюкский	2,2
16	Урсунский	1,8
17	Ялахский	1,8
27	Джата	1,9
48	Ирганай	1,8
128	Салтабак	7,45

№№	HCO_3—SO_4—Ca—Mg	M г/л
19	Цущар	0,35
31	Танты	0,52

№№	HCO_3—SO_4—Mg—Na	M г/л
38	Тидиб	2,2
39	Тидиб	2,0
122	Талги (Кд)	1,75

№№	HCO_3—SO_4—Mg—Ca	M г/л
46	Джугдил	0,5
102	Новолак (мкр)	1,65

Сульфатный тип

Сульфатно-хлоридный подтип

№№	SO_4—Cl—Na—Ca	M г/л
40	Аликент	2,1
60	Сайдар	4,7

№№	SO_4—Cl—Ca—Na	M г/л
76	Параул (мкр)	4,7

№№	SO_4—Cl—Ca—Mg	M г/л
89	Гели	1,3

8 Заказ 1174

Сульфатный тип

Сульфатно-гидрокарбонатный подтип

№№	SO_4—HCO_3—Na—Ca	М г/л	№№	SO_4—HCO_3—Ca—Mg	М г/л
100	Корода	1,12	44	Дарша	2,88
137	Каякент, 4	1,0	70	Ашильта	5,7
158	Махачкала, 160	3,6	101	Эрпели	5,7
			112	Ленинкент	2,5
			113	Кумторкала	5,9
			130	Карман-тау	2,42
			132	Капчугай	9,5
			136	Экибулак	8,7
			148	Истису, 2	3,0

№№		М г/л	№№	SO_4—HCO_3—Mg—Na	М г/л
			30	Курах	1,7
			43	Ю. Цовкра	3,0
			88	В. Ишкарты	1,1
			121	Карадах (J_3)	5,0

новлено, что в Дагестане широко представлены все три типа подземных вод, из подтипов отсутствует только чисто сульфатный, который вообще является очень редким и специфичным явлением в природе. В подтипах установлены почти все в принципе возможные классы за исключением чисто кальциевого (2) и чисто магниевого (3). Наиболее часто встречающимися классами во всех подтипах являются 1, 4, 5, реже встречаются 6, 7, 8 и 9 классы. В частности, в подтипе чисто хлоридных вод установлены следующие классы:

1) хлоридно-натриевый,
4) хлоридно-натриево-кальциевый и
5) хлоридно-натриево-магниевый;

в хлоридно-гидрокарбонатном подтипе установлены следующие классы подземных вод:

1) хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый,
4) хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый,
5) хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевый;

в хлоридно-сульфатном подтипе —

4) хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевый,
5) хлоридно-сульфатно-натриево-магниевый,
8) хлоридно-сульфатно-магниево-натриевый;

в чисто гидрокарбонатном подтипе —

5) гидрокарбонатно-натриево-магниевый класс;

в гидрокарбонатно-хлоридном подтипе —

1) гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый,
4) гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевый,
5) гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-магниевый,
6) гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевый,
7) гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниевый,
8) гидрокарбонатно-хлоридно-магниево-натриевый классы;

в гидрокарбонатно-сульфатном подтипе —

1) гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый,
4) гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевый,
5) гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-магниевый,
7) гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевый,
8) гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-натриевый,
9) гидрокарбонатно-сульфатно-магниево--кальциевый классы;

в сульфатно-хлоридном подтипе —

4) сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевый,
6) сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевый,
7) сульфатно-хлоридно-кальциево-магниевый классы;

в сульфатно-гидрокарбонатном подтипе —

4) сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый,
5) сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-магниевый,
7) сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевый,
8) сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-натриевый,
9) сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-кальциевый классы.

Вышеуказанные классы распространены в различной степени и представлены следующими разновидностями подземных вод

(табл. 1). Как видно из таблицы, в пределах класса объединяются подземные воды с сильно различающимися уровнями общей минерализации от пресных вод до рассолов. Очевидно, что это обстоятельство объясняется исключительно условиями разгрузки, минерализованные воды, проходя через зону грунтовых вод опресняются в различной степени. Кроме того, в подземной гидросфере возможны различные варианты концентрирования и разбавления рассолов благодаря различным механизмам раздельной миграции воды и растворенных в ней солей. Следует отметить, однако, что рассольные концентрации встречаются только в хлоридном типе вод во всех подтипах, тогда как в сульфатном и гидрокарбонатном типах общая минерализация не превышает 5 г/л.

Прежде чем будет дано геохимическое истолкование выявленным гидрохимическим классам, необходимо произвести их систематизацию на генетической основе, поскольку разнообразие классов является следствием водоизменения некоторых исходных типов подземных вод. С точки зрения идей геохимической денудации и движения вещества от большей концентрации к меньшей исходными типами подземных вод должны быть рассолы, залегающие в основании осадочных бассейнов или разгружающиеся по дислокациям. Рассольные концентрации, как известно, образуют хлоридные подтипы подземных вод, среди них ведущую роль играют гидрохимические классы вод чисто хлоридного подтипа: Cl—Na, Cl—Na—Ca, Cl—Na—Mg.

Рассмотрим подробнее природные условия, в которых встречаются указанные классы подземных вод. Хлоридно-натриевый класс вод объединяет воды, приуроченные к наиболее крупным выступам мезозойского комплекса (Эльдама, Гильяр, Аджиноур, Хошмензил, Аджи), отличающимся сквозной разгрузкой вод глубокой циркуляции. К тому же классу относятся воды, приуроченные к крупным дислокациям (Ачису-Гимринский разлом, Каспийск-Терский разлом, Крайновка-Сухая Кума-Платформенный шов). Кроме того, в литературе имеются указания на факты глубинной разгрузки хлоридно-натриевых вод, не связанных с соленосными бассейнами. Такой же состав имеют жидкие включения в минералах и следовательно рудоносные рассолы.

Учитывая вышеизложенное, хлоридно-натриевый класс подземных вод принимается нами за исходный, из которого могут формироваться воды любого другого класса в результате разнообразных геохимических процессов.

В осадочных породах исходный класс вступает в химическое взаимодействие с цементом и даже основной массой вмещающих пород. Как следствие метаморфизма возникает широко распространенный в подземной гидросфере Cl—Na—Ca класс вод. Последний насыщает всю толщу мезозойских отложений, будучи надежно экранированным майкопским экраном, а в пределах Терско-Каспийского предгорного прогиба они смещаются в миоценовый водоносный комплекс минуя майкопский экран по дислокациям (Караман, Куруш, Адильотар, Кизляр, Крайновка, Александрия, Каспийск). Значительно менее распространен Cl—Na—Mg класс подземных вод, который формируется обычно из Cl—Na—Ca в процессах раздоломитизации — этот процесс прямо противоположен метаморфизму морских вод в карбонатных толщах — доломитизация. Указанные соотношения катионов (Na—Ca и Na—Mg) характерны для всех классов глубоко залегающих подземных вод. Оно устойчиво сохраняется несмотря на существенные перетрубации в анионном составе, которые претерпевают Cl—Na—Ca и Cl—Na—Mg классы вод.

По мере насыщения Cl—Na—Ca и Cl—Na—Mg рассолов сероводородом различного генезиса указанные классы вод превращаются в класс хлоридно-сульфатных вод при том же соотношении катионов: Cl—SO_4—Na—Ca и Cl—SO_4—Na—Mg. Примерами вод этих классов являются источники Конхидатль, Губден, Талги, Каякент, а также пластовые воды из верхнеюрских отложений на площадях Бажиган и Кочубей. При смешении этих классов подземных вод с пресными грунтовыми водами имеет место резкое разбавление хлоридов, в результате формируется принципиально новый класс вод, относящийся уже к сульфатному подтипу: SO_4—Cl—Na—Ca, SO_4—Cl—Ca—Na,. SO_4—Cl—Ca—Mg.

Примерами таких классов вод являются естественные источники Аликент, Сайдар, Параул, Гели. В случае перетока сероводородных рассолов из мезозойских бассейнов в миоценовые, которые обычно насыщены щелочными диагенетическими (седиментационными) водами хлор йон перемещается на третье место и по преобладающим анионам класс вод видоизменяется: SO_4—HCO_3—Na—Ca, SO_4—HCO_3—Na—Mg. Примерами таких смешанных вод являются Каякент № 4, Махачкала № 160, Ленинкент, Капчугай, Истису № 2 и т. д. Достигая зоны грунтового стока в области третичных предгорий, эти воды обедняются сульфатами и на первое место перемещается HCO_3 йон, в результате происходит принципиальная смена подтипа вод с появлением классов HCO_3—SO_4—Na—Ca и HCO_3—SO_4—Na—Mg. Примерами таких вод являются воды источников Бурдеки, Джавгат, Каякент, Салтабак, Ирганах, Ялахский, Урсумский, Хрюкский. И наконец сам грунтовый сток по составу относится к HCO_3—SO_4—Na классу (Акка, Джаба, Хосрек). Указанный класс вод грунтового стока не является универсальным. Часто гидрохимический облик вод этого типа формируется под влиянием разгрузки выше рассмотренных нами классов, которые и следует считать за исходные для грунтового стока. При этом метаморфизм идёт уже не по пути изменения соотношения анионов, а по пути катионного обмена и выщелачивания гипергенных катионов. Так формируются генетические ряды следующих классов грунтовых вод:

HCO_3—SO_4—Na—Ca → HCO_3—SO_4—Na—Mg →
HCO_3—SO_4—Mg—Na → HCO_3—SO_4—Mg—Ca →
HCO_3—SO_4—Ca—Mg.

Примерами указаных классов, кроме уже перечисленных, являются естественные источники: Цущар, Танты, Тидиб, Талги, Джугдиль, Новолак и т. д. Аналогичный генетический ряд образуют воды сульфатно-гидрокарбонатной подгруппы, по мере того, как исходные классы (Na—Ca и Na—Mg) попадают в условия гипергенной денудации. В результате генетический ряд выглядит следующим образом:

$$SO_4—HCO_3—Na—Ca \rightarrow SO_4—HCO_3—Na—Mg \rightarrow$$
$$SO_4—HCO_3—Mg—Na \rightarrow SO_4—HCO_3—Mg—Ca \rightarrow$$
$$SO_4—HCO_3—Ca—Mg.$$

Примерами вод этих классов являются естественные источники: В. Ишкарты, Курах, Ю. Цовкра, Карадах.

Таким образом, мы проследили генетические ряды классов подземных вод, возникающие из исходных классов под влиянием смешения и разгрузки (перегруппировка анионов), а также выщелачивания и катионный обмен (перегруппировка катионов), при условии насыщения вод таким специфическим компонентом, как H_2S.

Ниже рассмотрим ход тех же процессов в отсутствии сероводородного заражения подземных вод, т. е. когда исходные рассолы разбавляются и смешиваются с седиментационными водами, имеющими в основном гидрокарбонатно-натриевый состав. При этом можно наблюдать следующие генетические ряды по изменению состава анионов и катионов:

$$Cl—Na \rightarrow Cl—HCO_3—Na \rightarrow HCO_3—Cl—Na.$$

В указанном ряду уменьшается степень гидрогеологической закрытости бассейнов вплоть до зоны активного водообмена: если к первому классу относятся типичные глубинные рассолы, то ко второму — переходные соленые и солоноватые воды смешанного генезиса (Миатлы, Эльдама, Гильяр, Куркли, Курукал, Эльдама) а к третьему воды неглубокой циркуляции (Бурдеки, Хрюк, Кутул, Варсит, Мюреги). Другой генетический ряд начинается с вод Cl—Na—Ca класса: $\rightarrow Cl—HCO_3—Na—Ca \rightarrow HCO_3—Cl—Na—Ca \rightarrow HCO_3—Cl—Ca—Na \rightarrow HCO_3—Cl—Ca—Mg$.

В этом ряду одновременно с перегруппировкой анионов происходит катионный обмен. Точно так же ряд образуется по мере возрастания гидрогеологической раскрытости структур, вплоть до таких источников как Ерек, Цовкра. Аналогично разворачивается третий генетический ряд:

$$Cl—Na—Mg \rightarrow Cl—HCO_3—Na—Mg \rightarrow$$
$$HCO_3—Cl—Na—Mg \rightarrow HCO_3—Cl—Mg—Na.$$

Намечаются также генетические ряды в пределах подтипов подземных вод, т. е. когда соотношение анионов не изменяется, а катионный обмен зависит от геохимической среды (вмещающих пород). Рассмотрим следующие ряды:

1) $Cl—HCO_3—Na \rightarrow Cl—HCO_3—Na—Ca \rightarrow$
$\rightarrow Cl—HCO_3—Na—Mg.$

2) $HCO_3—Cl—Mg \rightarrow HCO_3—Cl—Na—Ca \rightarrow$
$\rightarrow HCO_3—Cl—Na—Mg \rightarrow HCO_3—Na—Mg.$

В первом ряду метаморфизм связан с катионным обменом в глинистых толщах. Во втором ряду метаморфизм связан в основном с выщелачиванием карбонатных коллекторов в условиях активного водообмена. Таким образом, гидрохимические классы подземных вод, выделенные по классификации Л. С. Балашова, удалось объединить в схему геохимической классификации подземных вод по преобладающим процессам метаморфизма исходных классов подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Л. С. Подземные хлоридные воды и рассолы как комплексный сырьевой источник редких и рассеянных элементов. — Тр. Юбилейной сессии ВСЕГИНГЕО, МГУ, ИМГРЭ и ПНИИПС, М., 1968.

П. К. ТУМАЛАЕВА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Пластовые воды мезозойских отложений Восточного Предкавказья являются высокоминерализованными рассолами и содержат такие ценные микрокомпоненты как йод, бром, бор, стронций, редкие щелочные элементы. Эти элементы обладают ярко выраженными катиогенными и аниогенными свойствами, способны накапливаться в подземных водах выше кларковых, определяя тем самым их промышленное значение.

В основу систематики химических анализов положена классификация Л. С. Балашова [1], согласно которой подземные воды мезозойских отложений Восточного Предкавказья можно отнести к водам чистого хлоридного типа (критерий: $Cl \geqslant 95\%$ экв.), в пределах которого выделяются два класса: Cl—Ca—Na (критерий: 96% экв. $> Na > Ca > Ki$, где Ki — любой другой катион) и Cl—Na (критерий: $Na \geqslant 95\%$ экв.).

Хлоридно-натриевые воды наиболее характерны для верхнемелового водоносного комплекса. Минерализация их 28—55 г/л. Редкие щелочные элементы в этих водах, вскрытых на глубинах 2000—2600 м, обнаружены в небольших количествах от 3 до 4 мг/л, иода 10—28,6 мг/л, Br — 83—127 мг/л, B — 61—120 мг/л. При возрастании глубин залегания этих вод и увеличении пластовых температур до 150°C концентрация редких щелочных элементов на отдельных структурах возрастает.

Хлоридно-кальциево-натриевые воды распространены в основном в отложениях мела, юры и пермо-триаса. В большинстве случаев (на большой части территории) развиты воды этого класса, подкласса «а» ($HCO_3 > SO_4$).

Воды характеризуются однообразием химического состава (в % экв): $Cl \geqslant 98$; $SO_4 < 1$; Na — 78—84; и Ca — 10—25, минерализация 50—140 г/л, иногда 210 г/л.

В водах Восточного Предкавказья отмечены сравнительно устойчивые и высокие концентрации редких щелочных элементов, стронция, иода, брома, бора.

Статистическое изучение распределения перечисленных элементов в термальных хлоридных водах рассматриваемого бассейна показало, что с ростом минерализации подземных вод (обычно совпадает с увеличением глубин их залегания), наблюдается увеличение концентрации редких элементов как в абсолютном значении, так и в % от минерализации (табл. 1).

Низкие концентрации этих элементов приурочены к северным и северо-западным окраинным областям региона, которые в основном совпадают с понижениями минерализации вод (до 85—50 г/л), глубин их залегания (до 1000—350 м) и пластовых температур (до 50—28°C). Погружение пород комплексов в южном и, особенно, юго-восточном направлении до 3000—5000 м отражается в повышении минерализации вод (обычно более 100 г/л), их температур (до 140—200°C и более) и концентраций в них редких щелочных металлов. Максимальные концентрации микроэлементов обнаружены в водах приразломных зон [4].

С возрастанием температур, глубин залегания вод отмечается рост минерализации и концентраций редких щелочных металлов, стронция, брома [2].

Содержание иода и бора увеличивается вверх по разрезу, что видимо объясняется высокой летучестью и подвижностью этих элементов и накоплением их под региональными водоупорами.

Вертикальная геохимическая зональность вод прослеживается как для отдельных свкважин и структур, так и для бассейна в целом.

Распределение редких щелочных металлов в водах и водовмещающих породах свидетельствуют о парагенетической связи повышенных концентраций этих элементов в породах с повышенным содержанием их в подземных водах. Высокая термальность и хлоридность вод, наличие в них повышенных количеств углекислоты

Таблица 1

Важнейшие статистические характеристики микрокомпонентного состава подземных вод глубоких горизонтов

Элемент	Нижнемеловой водоносный комплекс				Юрский водоносный комплекс			
	$\frac{min}{max}$, мг/л	$\overline{X}$	M_0	$\frac{\% M}{\overline{X}/M_0}$	$\frac{min}{max}$, мг/л	$\overline{X}$	M_0	$\frac{\% M}{\overline{X}/M_0}$
Rb	$\frac{0,5}{0,9}$	2,28	2,33	$\frac{0,0049}{0,0039}$	$\frac{0,93}{15}$	3,98	4,1	$\frac{0,0032}{0,0027}$
Cs	$\frac{0,0}{2,0}$	0,36	0,31	$\frac{0,0005}{0,0004}$	$\frac{0,18}{3,8}$	0,9	0,87	$\frac{0,0006}{0,0003}$
Sr	$\frac{50}{3700}$	557	150	$\frac{0,61}{0,25}$	$\frac{250}{3800}$	595	593	$\frac{0,47}{0,4}$
Br	$\frac{25}{400}$	188	127	$\frac{0,23}{0,22}$	$\frac{75}{500}$	352	373,5	$\frac{0,264}{0,27}$
J	$\frac{5}{20}$	10,6	10,5	$\frac{0,014}{0,088}$	$\frac{3}{21}$	9,87	9,4	$\frac{0,008}{0,0069}$
B	$\frac{50}{200}$	99	87	$\frac{0,126}{0,105}$	$\frac{20}{140}$	66,4	5,04	$\frac{0,054}{0,034}$

Таблица 2

Отношения родственных пар элементов в подземных водах Восточного Предкавказья

Коэффициенты	$\frac{Na}{Li}$	$\frac{Na}{Cs}$	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Li}{Rb}$	$\frac{Li}{Cs}$	$\frac{Rb}{Cs}$	$\frac{Ca}{Sr}$	$\frac{Br}{J}$
Юрский водоносный комплекс	709	73400	345	16,2	86	7,3	14,7	32,3
Нижнемеловой водоносный комплекс	1114	66800	292	11,2	84	7,03	8,8	17,9
I класса различ. района	7576	101300	440	14,3	79	7,4	19,6	5,3

усиливают гидролизное разложение минералов и активизируют ионнообменные реакции между водами и породами.

Более высокие концентрации редких щелочных элементов в водах нередко согласуются с более высокими содержащими в них калия. Для более обогащенных вод наблюдается снижение отношений родственных пар щелочных элеметов

$$\left(\frac{Na}{K},\quad \frac{Na}{Li},\quad \frac{K}{Li},\quad \frac{K}{Rb},\quad \frac{K}{Cs}\quad и\quad \frac{Rb}{Cs}\right),$$

что говорит о более интенсивных накоплениях редких щелочей относительно калия и натрия, цезия также и относительно рубидия [3]. Сравнение средних отношений родственных пар элементов показало (табл. 2), что хлоридные воды Восточного Предкавказья в целом более обогащены редкими элементами по сравнению с концентрацией этих элементов в водах данного класса вообще.

На некоторых площадях степень накопления щелочных металлов в хлоридных термальных водах Восточного Предкавказья соответствует ряду Cs>Rb>Li>K>Na, что является характерным для геохимического поведения этих элементов в водных растворах активных тектонических зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Л. С. Подземные хлоридные воды и рассолы как комплексный сырьевой источник редких и рассеянных элементов. — Тр. Юбилейной сессии ВСЕГИНГЕО, МГУ, ИМГРЭ и ПНИИПС, вып. 12, М., 1968, с. 96—124.

2. Кудрявцева К. А., Тумалаева П. К. Особенности распространения микроэлементов в термальных водах и рассолах мезозоя Северного Дагестана. — Тез. докл. на Всесоюз. конф. Народно-хоз. и метод. проблемы геол. ч. II, Махачкала, 1978, с. 115.

3. Голева Г. А., Алексинская Л. И., Е. М. Шапарин. Закономерности распространения и накопления редких элементов в подземных водах юго-западной окраины Русской платформы. — Геохимия № 6, 1975, с. 873—881.

4. Балашов Л. С., Павленко Г. К. Рубидий и цезий в подземных рассолах как индикаты глубинных разломов. — Бюлл. МОИП. Отд. геологии, 1974, № 6, с. 143.

Г. М. ГАЙДАРОВ, Х. Г. МАГОМЕДБЕКОВ, Ш. С. ОСМАН-ЗАДЕ

ТЕРМОКОНВЕКЦИЯ В НАРУШЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Большую роль в формировании и развитии естественных процессов тепломассообмена, наряду с другими факторами, играют природные разломные зоны, характеризующие большинство геологических объектов. В связи с этим, значительный прикладной интерес представляет моделирование процессов тепломассопереноса происходящих не только в отдельных разломных зонах, но и в различных гидропроводных контурах, в том числе замкнутых, образованных пересечением этих зон между собой и проницаемыми флюидонасыщенными пластами.

В настоящей работе исследуется конвективный тепломассообмен в замкнутой модельной системе, которая состоит из четырех пересекающихся пористых каналов, расположенных в непроницаемом массиве горных пород (рис. 1).

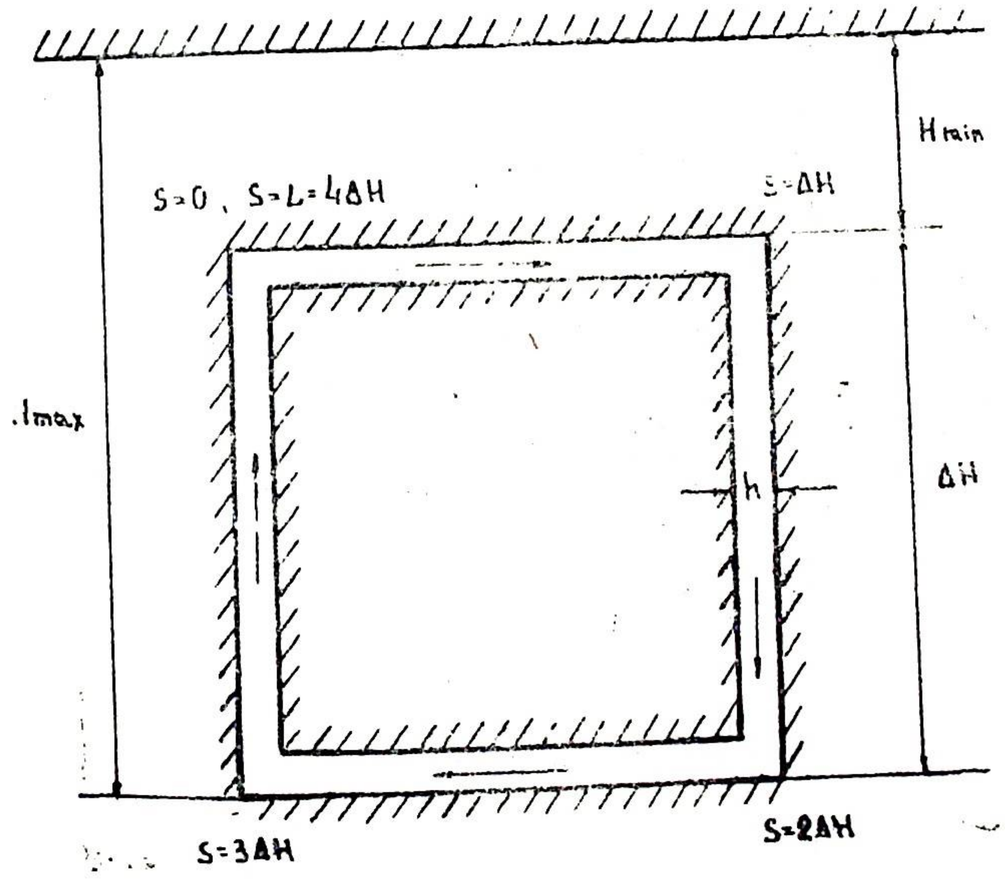


Рис. 1. Модель исследуемой системы.

Предполагается, что плотность зависит от температуры по закону:

$$\varrho=\varrho_0[1+\alpha(T_0-T)] \qquad (1)$$

α — коэффициент теплового расширения, ϱ_0 — плотность при T_0. Зависимость ϱ от T учитывается только при определении выталкивающей силы (приближение Буссинеска [1, 4]).

Прежде чем выписать уравнения движения жидкости и переноса тепла сделаем несколько предположений:

а) температура T (s, t) и скорость фильтрации жидкости u однородны по поперечному сечению пористого слоя.

б) теплообмен между массивом горных пород и пластом задается формулой:

$$\lambda K(T_п - T)$$

λ — коэффициент теплопроводности пород, K — безразмерный коэффициент теплопередачи. $T_п$ (Z) — температура горных пород.

в) температура $T_п$ (Z) возрастает с глубиной по линейному закону:

$$T_ц \quad (Z) = T_н + \Gamma Z \tag{3}$$

где $T_ц$ — температура нейтрального слоя, Γ — геотермический градиент, Z — вертикальная координата.

Уравнение для объемного расхода жидкости q (Закон Дарси) мигрирующей по наклонному пласту, вдоль направления $\vec{n}$, имеет вид [1].

$$q(t) = -\frac{kh}{\mu}\left[\frac{dP}{dS} - \varrho\,(\vec{g}\cdot\vec{n})\right] \tag{4}$$

$\vec{g}$ — вектор ускорения силы тяжести, $\vec{n}$ — единичный вектор, μ — динамическая вязкость жидкости.

Преобразуя уравнение (4) и интегрируя его обе части вдоль замкнутого контура (от 0 до L, где L — периметр рассматриваемой системы), и вводя обозначения

$$\Theta = \frac{T - T_0}{\Gamma\Delta H}, \quad \Theta_п = \frac{T_п(S) - T_0}{\Gamma\Delta H},$$

$$, \ \tau = \frac{q_0}{Lh}t, \quad \xi = \frac{S}{L}, \ \beta = \frac{2\lambda L}{q_0 C_*}K.$$

$$q_0 = \frac{\varrho_0 \alpha k h \Gamma \Delta H^2 g}{\mu^* L}, \ \omega = \frac{q(t)}{q_0},$$

$$\Delta H = H_{max} - H_{min}, \quad T_0 = T_н + \Gamma H_{min}$$

Получим

$$\omega(\tau) = -\frac{L}{\Delta H}\int_0^1 \frac{(\vec{g}\cdot\vec{n})}{g}\Theta(\xi, \tau)\,d\xi \tag{5}$$

Уравнение переноса тепла имеет вид:

$$\frac{\partial\Theta}{\partial\tau} + \omega\varepsilon\frac{\partial\Theta}{\partial\xi} = \beta[\Theta_п(\xi) - \Theta(\xi, \tau)] \tag{6}$$

$\Theta_п(\xi)$ и $\Theta(\xi, \tau)$ — периодические функции координаты ξ с периодом равным 1.

Разложим их в ряд Фурье

$$\Theta_п \quad (\xi) = W_0 + \sum_{n=1}^{\infty}[W_n \operatorname{Cos}(2n\pi\xi) + V_n(\tau)\operatorname{Sin}(2n\pi\xi)] \tag{7}$$

$$\Theta(\xi, \tau) = C_0(\tau) + \sum_{n=1}^{\infty}[C_n(\tau)\operatorname{Cos}(2n\pi\xi) + S_n(\tau)\operatorname{Sin}(2n\pi\xi)]$$

Подставляя (7) в уравнение (5) и (6) и разрешая уравнение относительно коэффициентов получим бесконечную систему уравнений:

$$\omega(\tau) = -\frac{L}{\Delta H}J(\tau) \tag{8}$$

$$\frac{dC_0(\tau)}{d\tau} = \beta[W_0 - C_0(\tau)] \tag{9}$$

$$\begin{cases} \dfrac{dC_п(\tau)}{d\tau} + \omega\varepsilon(2n\pi)S_n(\tau) = \beta[W_n - C_п(\tau)] \\ \dfrac{dS_п(\tau)}{d\tau} - \omega\varepsilon(2n\pi)C_п(\tau) = \beta[V_n - S_п(\tau)] \end{cases} \tag{10}$$

где

$$J(\tau) = \sum_{k=1}^{\infty}\frac{1}{(2k-1)\pi}\left\{(-1)^к C_{2k-1}(\tau) + S_{2k-1}(\tau)\right\} \tag{11}$$

В начальной стадии конвекции, когда распределение температуры близко к стационарной, мы можем написать

$$\begin{cases} C_1(\tau) = W_1 + \delta C_1(\tau); & S_1 = V_1 + \delta S_1 \\ C_п(\tau) = W_п; & S_п = V_п, \quad n = 2, 3, \ldots \end{cases} \tag{12}$$

где δC_1 и δS_1 — сколь угодно малы.

Исходя из (8) — (12) получим

$$\frac{d\omega(\tau)}{d\tau} + \left(\beta - \frac{16\varepsilon L}{\pi\Delta H}\right)\omega(\tau) = 0 \tag{13}$$

Решение этого уравнения имеет вид:

$$\omega(\tau) = \omega_0 \exp\left[-\left(\beta - \frac{16\varepsilon L}{\pi\Delta H}\right)\tau\right] \tag{14}$$

где ω_0 — амплитуда возмущения потока.

Из (14) следует, что условием возникновения конвекции нарастание потока является

$$Ra > Ra_{кр} \qquad (15)$$

где $Ra = \frac{\varrho_0 \alpha k h \Gamma \Delta H g C_ж}{\lambda K \mu^*}$ — число Релея, а $Ra_{кр} \frac{\pi^2 L}{8}$ критическое значение числа Релея.

Для решения системы уравнений (8) — (11) был использован метод конечных разностей.

Расчеты были проведены при следующих исходных данных:

$$l_1 = l_2 = l_3 = l_4 = 2 \text{ км}, \quad H_{min} = 1 \text{ км},$$

$$H_{max} = 3 \text{ км}, \quad \Gamma = 0{,}033 \text{ к°/м}$$

$$\lambda = 2{,}2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{к}^{-1}, \quad k \cdot h = 10^{-10} \text{м}^3, \quad \mu^* = 4 \cdot 10^{-4} \text{Па} \cdot \text{с}$$

$$C_ж = 4{,}2 \cdot 10^6 \text{дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{к}^{-1}, \quad \varrho_0 \alpha = 0{,}62 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{к}^{-1},$$

$$g = 9{,}8 \text{ м с}^{-2}, \quad m = 0{,}2.$$

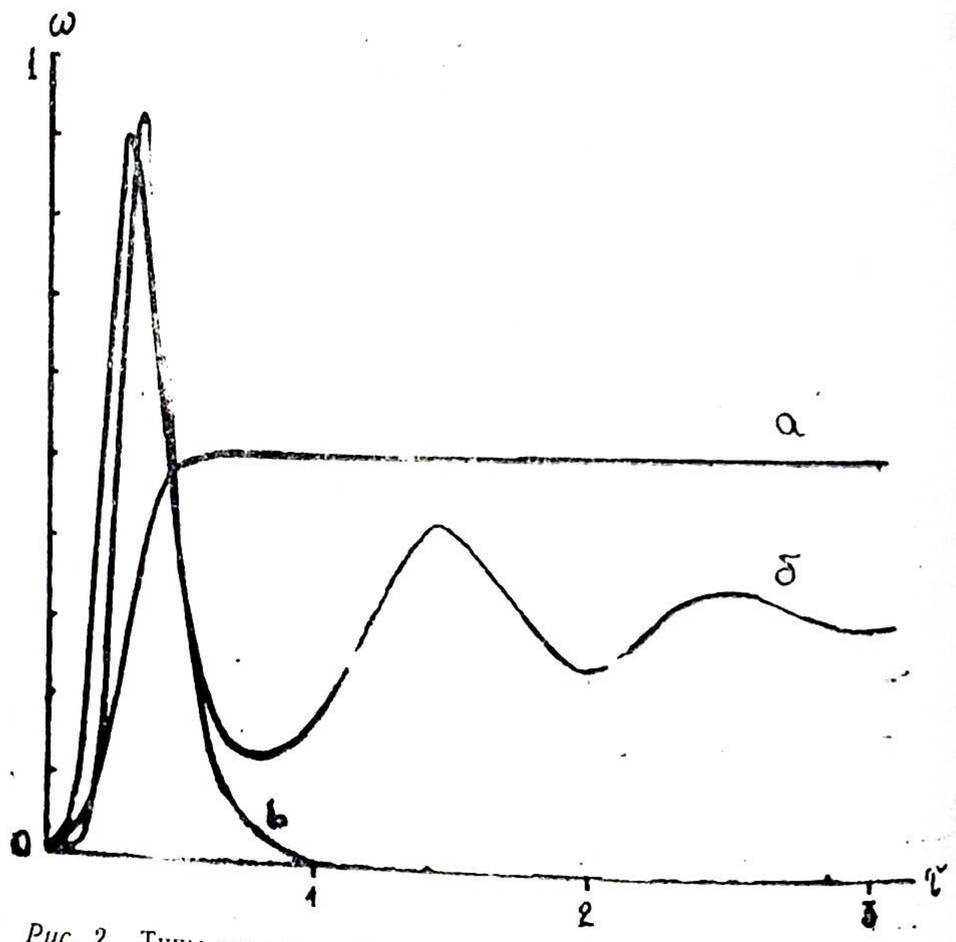


Рис. 2. Типы поведения решений системы уравнений (8) — (11)
а) для случая $Ra/Ra_{кр.} \geqslant 1$,
б) для случая $Ra/Ra_{кр} = 10$,
в) для случая $Ra/Ra_{кр} \to \infty$.

Полученные результаты приведены на рис. 2. Как видно из этих данных при различных значениях $Ra/Ra_{кр}$ наблюдается качественно различное поведение системы. Это подтверждает выводы, сделанные при линейном анализе начальной стадии конвекции (см. уравнения (14) — (15)].

Действительно, как видно из рис. 2 при $Ra/Ra_{кр} < 1$ тепловая конвекция не возникает, в противном случае она имеет место. Таким образом, проведенный анализ доказывает возможность существования термоконвективных структур в нарушенных геологических средах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир., 1985, 730 с.

2. Алишаев М. Г., Розенберг М. Д., Теслюк Е. В. Неизотермическая фильтрация при разработке нефтяных месторождений. М.: Недра, 1985, 270 с.

3. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана. / Под ред. Амирханова Х. И., Ятрова С. И. М.: Недра, 1980, с. 137—158.

4. Пасконов В. М., Полежаев В. И., Чудов Л. А. Численное моделирование процессов тепло- и массообмена. М.: Недра, 1984, 285 с.

Г. М. ГАЙДАРОВ, А. Б. АЛХАСОВ, Ш. А. ГАДЖИЕВ, З. Д. АБУЕВ

ОПТИМАЛЬНЫЙ ДИАМЕТР ФОНТАНИРУЮЩЕЙ ТЕРМАЛЬНОЙ СКВАЖИНЫ

Современные методы вскрытия и эксплуатации месторождений термальных вод требуют дальнейшего совершенствования, так как не учитывают особенностей геотермальной энергетики. Существующие конструкции термальных скважин диаметром 0,146 м полностью заимствованы из нефтедобывающей технологии, хотя оптимальными должны быть такие конструкции скважин, диаметры которых приведены в соответствие с гидродинамическими характеристиками термоводоносных пластов.

Для термальных скважин, дебиты которых во много раз больше, чем дебиты нефтяных скважин, проходка скважин малого диаметра приводит к резкому уменьшению их дебитов, что приводит к увеличению себестоимости добываемой воды. Поэтому постановка задачи по определению оптимального диаметра эксплуатационной колонны термальной скважины представляется правомерной.

С целью определения оптимального диаметра эксплуатационной обсадной колонны нами были проведены расчеты, ориенти-

рованные на получение минимума себестоимости 1 м³ добываемой термальной воды. При эксплуатации скважины самоизливом можно считать, что сохраняется неизменным понижение уровня в скважине, а дебит уменьшается во времени.

Дебит термальной скважины для неустановившегося упругого режима при заданном понижении уровня и совместной работе пласта и скважины можно определить по формуле (1):

$$Q=\frac{-A+\sqrt{A^2+4B(\Delta H+h_\tau}}{2B} \qquad (1)$$

где $A=\frac{1}{2\pi km G(f_0)}$; $B=\frac{0{,}232\cdot 10^{-12}\cdot H}{d_B^{5,3}}$;

$$G(f_0)=\frac{2}{\ln 2{,}25\left[\frac{a\tau}{(d_B/2)^2}\right]}$$

km — водопроводимость пласта, м²/сут;
ΔH — понижение уровня в скважине, м;
$h_т$ — поправка к уровню, учитывающая термолифт, м;
H — глубина скважины, м;
d_B — внутренний диаметр лифтовой обсадной колонны, м;
a — коэффициент пьезопроводности, м²/сут;
τ — время эксплуатации скважины, сут.

Поправка к уровню, учитывающая термолифт, определяется по формуле (1):

$$h_т = \frac{H[\varrho(t_{ст})-\varrho(t_д)]}{\varrho(t_д)} \qquad (2)$$

где $\varrho(t_{ст})$, $\varrho(t_д)$ — плотность воды, соответствующая её средней температуре в статическом состоянии и при работе скважины, соответственно, кг/м³.

Стоимость скважины диаметром 0,146 м в зависимости от её глубины определяется по формуле (2):

$$S_н = 3{,}43\cdot 10^{-2}\cdot H^2+16{,}7\cdot H \qquad (3)$$

Для определения стоимости скважины с любым, отличающимся от нормального (0,146 м) диаметром эксплуатационной колонны можно использовать формулу (3):

$$S=S_н\cdot 10^{3{,}5d_н}-0{,}5 \qquad (4)$$

где $d_н$ — наружный диаметр эксплуатационной колонны м.

Помимо затрат на бурение скважины при определении величины себестоимости единицы продукции в расчеты должны входить также и эксплуатационные затраты. Величина эксплуатационных

затрат ($S_э$) на одну скважину отнесенная к суткам, может быть принята равной 10 руб. (3).

В таком случае себестоимость 1 м³ термальной воды, добываемой скважиной можно определить по формуле:

$$C=\frac{S+S_э\cdot\tau}{Q\cdot\tau} \qquad (5)$$

Расчеты были проведены для десяти диаметров эксплуатационных обсадных колонн, выпускаемых отечественной промышленностью и привязаны к эксплуатируемым месторождениям термальных вод Дагестанской АССР (Махачкалинское, Кизлярское, Терекли-Мектебское, Червлено-Бурунское). Исходные данные для определения дебитов скважин приведены в таблице 1.

Результаты, полученные по формулам (1) и (5) сведены в таблицу 2, по ним же построены графики, приведенные на рис. 1.

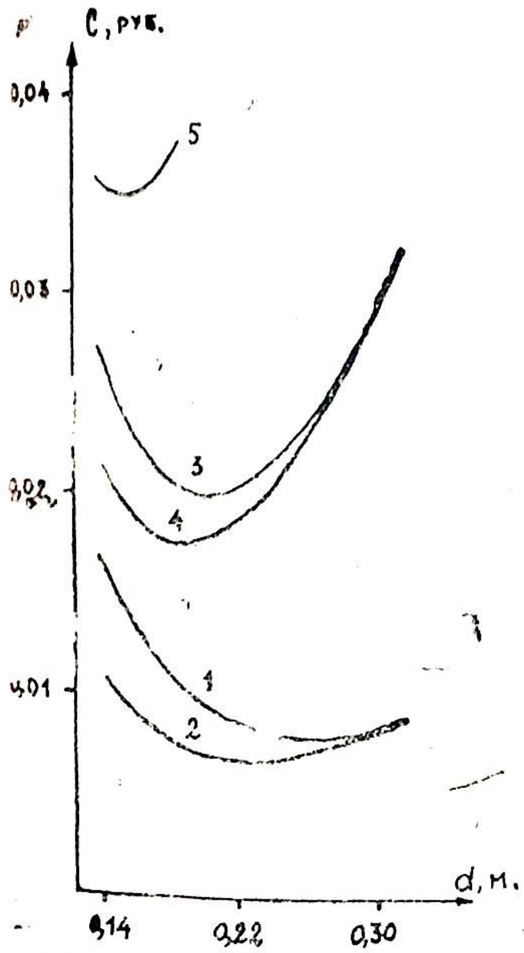


Рис. 1. Графики изменения себестоимости 1 м³ добываемой термальной воды от диаметра скважины по разным месторождениям:
1 — Махачкала; 2 — Кизляр (апшерон); 3 — Кизляр (чокрак); 4 — Терекли-Мектеб; 5 — Червленые Буруны.

Полученные результаты показывают, что оптимальные значения диаметров эксплуатационных колонн, соответствующие минимальным значениям себестоимости 1 м³ воды, больше диаметра эксплуатационной колонны (0,146 м) существующих конструкций термальных скважин.

При изменении конструкции скважины с учетом оптимального диаметра значительно увеличивается дебит скважины. Устройст-

Таблица 1

Гидротермодинамические параметры водоносных горизонтов

№ п.п.	Месторождение (эксплуатируемый) горизонт)	H, м	ΔH, м	km, м²/сут	a, м²/сут	$\varrho_{ст}$, кг/м³	$\varrho_{д}$, кг/м³	$h_т$, м	$\Delta H + h_т$, м
1.	Махачкала (чокрак, свита «B_2»	2300	100	195	10^5	978,6	951,0	66,7	166,7
2.	Кизляр (апшерон)	1030	50	149	$1{,}55 \cdot 10^6$	995,0	989,3	6,0	56
3.	Кизляр (чокрак, нижняя пачка)	2880	120	54,7	$1{,}12 \cdot 10^6$	981,5	956,9	74,0	197
4.	Терекли-Мектеб (чокрак)	2060	80	48	$7{,}2 \cdot 10^5$	986,6	965,6	44,7	124,7
5.	Червленные Буруны (чокрак)	2030	50	25	$6 \cdot 10^5$	986,1	965,9	42,4	92,4

Таблица 2

Значения себестоимости 1 м³ воды и дебитов скважин

Месторождение	Наружный диаметр эксплуатационной колонны, $d_н$, м									
	0,140	0,146	0,168	0,178	0,194	0,219	0,245	0,273	0,299	0,324
Махачкала	0,0173 / 1819	0,0158 / 2056	0,0121 / 3051	0,0109 / 3562	0,0097 / 4444	0,0085 / 5939	0,0079 / 7559	0,0078 / 9264	0,0082 / 10717	0,0088 / 11939
Кизляр (апшерон)	0,0115 / 1325	0,0106 / 1464	0,0084 / 1971	0,0078 / 2189	0,0072 / 2507	0,0068 / 2908	0,0069 / 3202	0,0074 / 3410	0,0082 / 3536	0,0091 / 3618
Кизляр (чокрак)	0,0277 / 1535	0,0259 / 1703	0,0217 / 2333	0,0207 / 2612	0,0198 / 3033	0,0199 / 3589	0,0213 / 4019	0,0242 / 4336	0,028 / 4532	0,0329 / 4661
Терекли-Мектеб	0,0218 / 1265	0,0206 / 1381	0,018 / 1772	0,0176 / 1924	0,0175 / 2129	0,0183 / 2360	0,0203 / 2511	0,0235 / 2611	0,0275 / 2671	0,0322 / 2712
Червленые Буруны	0,0358 / 758	0,0351 / 797	0,0348 / 903	0,0356 / 972	0,0375 / 1009	0,042 / 1031	0,0484 / 1047	0,0573 / 1058	0,0677 / 1068	0,08 / 1074

во таких скважин с оптимальными диаметрами эксплуатационных колонн на вновь осваиваемых и эксплуатируемых месторождениях термальных вод позволит отбирать потребное количество воды меньшим количеством скважин, что в конечном счете приведет к экономии значительных капиталовложений на освоение геотермальной энергии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алхасов А. Б. Гидродинамические расчеты при совместной эксплуатации двух пластов в одной скважине. — В кн.: Исследование геотермальных месторождений Прикаспийского региона. Махачкала, 1986. С. 61—65.

2. Геотермальное теплоснабжение / А. Г. Гаджиев, Ю. И. Султанов, П. Я. Ригер и др. М., Энергоатомиздат, 1984. 120 с.

3. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана / Под ред. Х. И. Амирханова и С. Н. Ятрова. М.: Недра, 1980. 208 с.

Ш. Г. ИДАРМАЧЕВ, Б. ГАМЗАТОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В качестве объекта исследований был выбран массив горных пород вблизи плотины Чиркейской ГЭС. Данный участок представляет собой блок с размерами 0,6×0,4 км, примыкающий к плотине ГЭС. Сторона блока противоположная от берега водохранилища отделена от склона горы большим логом. На исследуемом участке для наблюдений за фильтрацией воды из водохранилища в обход плотины и изменением уровня подземных вод используется пьезометрическая скважина глубиной 180 м. Уровень воды в скважине (2) изменяется синхронно с уровнем водохранилища, при этом уровень в скважине всегда ниже на 25 м.

Вместе с тем, использование пьезометрических скважин для получения такой информации имеет свои недостатки. Это может быть связано с нарушением естественного состояния различных частей массива, разделенных между собой водонепроницаемыми слоями, прямым влиянием внешних факторов — изменением атмосферного давления, осадков. По данным одной скважины невозможно судить о характере распределения уровней подземных вод во всем массиве, особенно в таких пересеченных местностях,

где обычно строятся гидросооружения с высотными плотинами. Для получения детальной картины об уровнях подземных вод необходимо пробурить целую сеть скважин, что связано с материальными затратами.

Известно, что для решения гидрогеологических задач используются различные геофизические методы. В частности, для определения уровня грунтовых вод успешно применяется вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). На практике для проведения ВЭЗ наиболее часто используются четырехэлектродная установка. Для этого, через два питающих электрода в землю пропускают электрический ток, а с помощью двух других приемных электродов измеряют разность потенциалов.

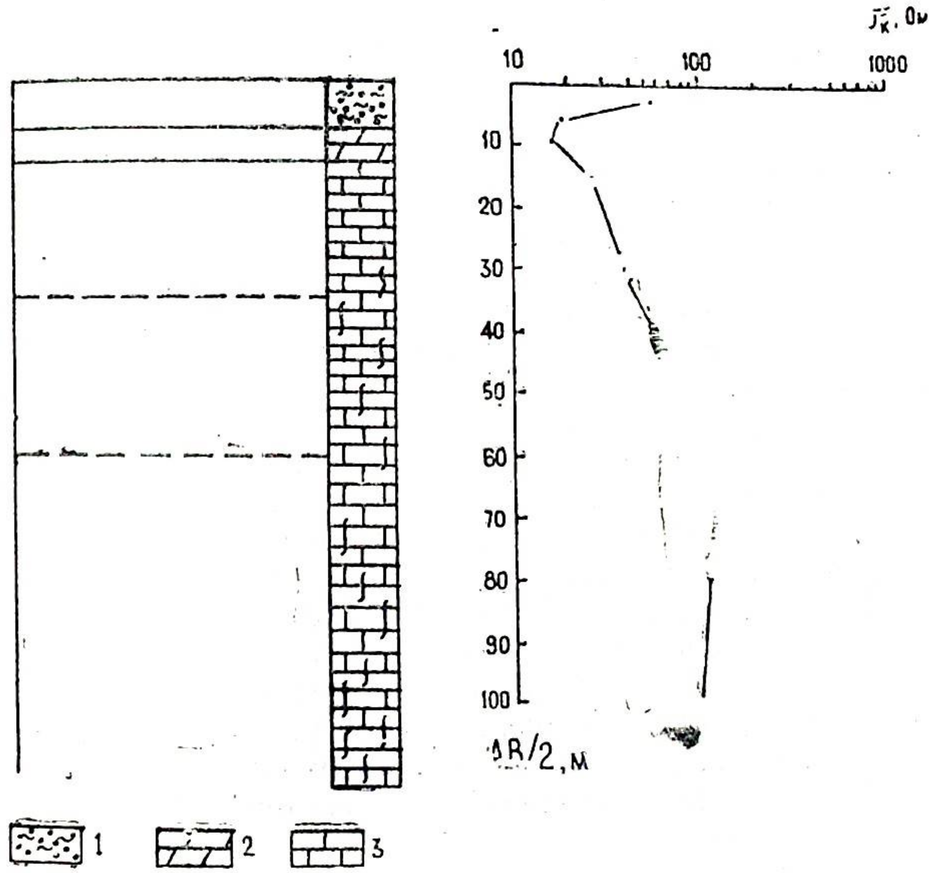


Рис. 1. Геологический разрез и кривая электрического зондирования района исследований.
1 — насыпной грунт; 2 — мергели; 2 — известняки.

На основании полученных значений тока и разности потенциалов определяют величину кажущегося удельного сопротивления среды. В свою очередь кажущееся сопротивление сложным образом зависит от истинных удельных сопротивлений различных слоев горных пород и их мощностей. Удельное сопротивление водонасыщенных горных пород резко отличается от сопротивления ненасыщенных пород. Поэтому породы, залегающие ниже уровня грунтовых вод характеризуются относительно низкими

удельными сопротивлениями. Граница раздела их отмечается соответствующим образом на кривой ВЭЗ.

В течение лета 1986 г. нами проводились малоглубинные электрометрические наблюдения вблизи вышеуказанной пьезометрической скважины с целью исследования вариаций электрического сопротивления массива во времени, обусловленных изменениями уровня воды в водохранилище.

Вначале на исследуемом участке было проведено ВЭЗ, в результате чего получена четырехслойная кривая типа Н. На рис. 1 приведены геологический разрез, составленный на основе кернового материала, а также соответствующая ему кривая вертикального электрического зондирования. Разрез представлен толстоплиточными известняками с тонкими прослойками мергелистых и известковых глин с различной степенью их трещиноватости. Количественная интерпретация кривой ВЭЗ с помощью теоретических палеток позволила получить следующие параметры разреза: h_1=1,5 м; ϱ_1=100 Ом.м.; h_2=7 м; ϱ_2=12 Ом.м; ϱ_3=150 Ом.м. В верхнем слое, состоящем из наносов, удельное сопротивление, по-видимому, распределено по глубине неравномерно. В верхней части сопротивление выше, чем в нижней. Уменьшение сопротивления в нижней части обусловлено увлажнением пород за счет атмосферных осадков. Находящийся под ним слой глинистых пород служит непроницаемым «экраном» для атмосферных осадков.

На рис. 1 кажущееся сопротивление с увеличением глубины возрастает. Считается, что глубина исследований ВЭЗ равна половине разноса между питающими электродами, АВ/2. Увеличение $\varrho_к$ связано с влиянием нижележащего слоя, сложенного высокоомными известняками, с удельным сопротивлением ϱ_3=150 Ом.м. При разносах установки АВ=120 м кажущееся сопротивление достигает своего максимума, а затем при дальнейшем увеличении АВ до 200 м оно уменьшается. На рис. 1 точка излома кривой $\varrho_к$ совпадает с предполагаемым уровнем воды в скважине в период, когда уровень воды в водохранилище был минимальным. Вертикальное электрическое зондирование также проводилось в этот период.

Режимные наблюдения за вариациями электрического сопротивления горных пород проводились четырехэлектродной установкой, АВ/2=100 м. Для измерений использовался электроразведочный автокомпенсатор АЭ-72 с погрешностью не выше 3%. Результаты периодических измерений кажущегося сопротивления, представлены на рис. 2.

На экспериментальной кривой в начале июня наблюдается увеличение $\varrho_к$ на 9 Ом.м., а затем остальные три месяца уменьшение их примерно на 10 Ом.м. На фоне трендовых изменений отмечаются также короткопериодные флюктуации кривых кажущегося сопротивления. Однако природа этих изменений пока неясна.

Наблюдаемое трендовое изменение $\varrho_к$ может быть обусловлено повышением уровня воды в водохранилище или сезонным изменением температуры воды. Рассмотрим влияние каждого из этих факторов на кажущееся сопротивление.

Если допустить, что уровень подземных вод в районе исследований повышается синхронно с уровнем воды в водохранилище, то это приведет к уменьшению электрического сопротивления ненасыщенных горных пород, вследствие их обводнения. В самом простом виде этот процесс можно рассмотреть как модель двухслойной геоэлектрической среды с сужающимся во времени высокоомным верхним слоем. В этом случае между изменением уровня воды в водохранилище и кажущимся сопротивлением будет отрицательная корреляция.

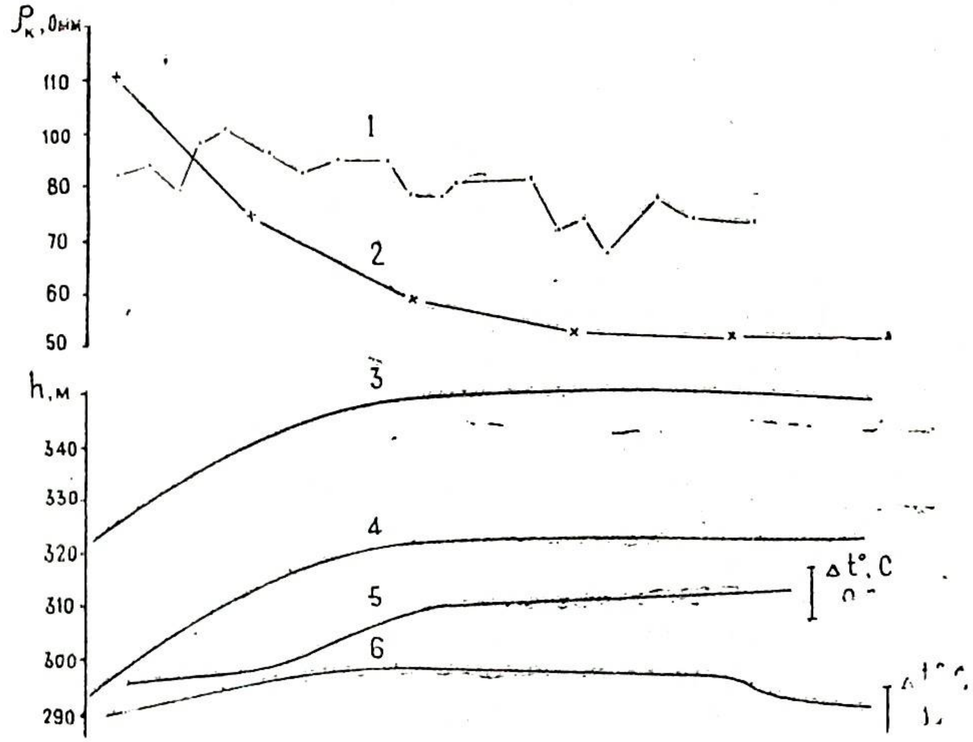


Рис. 2. Изменение кажущегося сопротивления $\varrho_к$, связанное с повышением уровня воды в Чиркейском водохранилище:
1 — экспериментальная кривая $\varrho_к$; 2 — расчетная кривая $\varrho_к$; 3, 4, 5 и 6 — изменения уровней воды в водохранилище, пьезометрической скважине, температуры воды в скважине и поверхностной части водохранилища соответственно.

Для проведения количественных расчетов, исследуемую толщу представим как двухслойную среду со следующими параметрами разреза: h_1, ϱ_1, $h_2=\infty$, ϱ_2 Первый слой, состоящий из пород с удельным сопротивлением ϱ_1 и мощностью h_1, расположен выше уровня подземных вод, а второй — с удельным сопротивлением ϱ_2 лежит ниже этого уровня. На рис. 1 в левой части пунктирной линией нанесены пьезометрические уровни при минимальном и максимальном уровнях водохранилища в 1986 г. На рис. 2 показаны кривые уровня воды в водохранилище и скважине

в 1986 г. За этот период изменение уровня в скважине составило 27 м. При проведении расчетов величины удельных сопротивлений пород, расположенных выше и ниже пьезометрического уровня были взяты соответственно ϱ_1=150 Ом.м.; ϱ_2=50 Ом.м., при этом мощность верхнего слоя h_1 изменялась на 27 м. Полученная зависимость приведена на рис. 2 под номером 2. Для рассмотренной геоэлектрической модели уменьшение $\varrho_к$, вызванное повышением уровня воды в водохранилище, составляет 48 Ом.м.

Рассмотрим возможное влияние температуры воды в водохранилище на изменение кажущегося сопротивления. Увеличение температуры электролита, содержащегося в порах породы повышает подвижность ионов и тем самым снижает его удельное сопротивление. Эта зависимость описывается эмпирической формулой (1).

$$\varrho_t = \frac{\varrho_{18}^\circ}{1+\alpha(t-18)} \qquad (1)$$

где ϱ_{18}° — удельное сопротивление породы при температуре 18°С в Ом.м.;

α — температурный коэффициент электропроводности, равный для 0,021—0,026.

Для температурного изменения из (1) получаем

$$\varrho_{t_2} - \varrho_{t_1} = -\alpha\varrho_{t_1}\Delta t \qquad (2)$$

По данным исследований [3] температура воды в известной нами скважине имеет сезонный ход. Температурные датчики были установлены по всей глубине скважины через каждые 5 м. Результаты [3] показывают, что повышение уровня водохранилища вызывает бухтообразное увеличение на температурных датчиках, расположенных в интервале глубин 60—120 м. Максимальное изменение температуры на 1,2°С отмечено на глубине 90 м. На остальных датчиках в интервале глубин, указанном выше, среднее увеличение температуры составило 0,8°С. На рис. 2 под номером 5 показана одна из таких кривых. Подставляя численные значения Δt=0,8°С; α=0,023; ϱ_{t_1} =50 Ом.м. в формулу (2) получим величину изменения удельного сопротивления водонасыщенной части массива, т. е. слоя, лежащего ниже уровня грунтовых вод, равной $\Delta\varrho$=0,92 Ом.м. Отсюда видно, что изменения кажущегося сопротивления массива горных пород не могут быть вызваны температурными изменениями подземных вод, хотя поверхностная часть воды в водохранилище прогревается за наблюдаемый период на 10°С (см. рис. 2, кривая 6). Таким образом очевидно, что уменьшение кажущегося сопротивления обусловлено повышением уровня подземных вод, вызванного увеличением воды в водохранилище.

На рис. 2 видно, что амплитуды изменений кажущихся сопротивлений, полученные экспериментальным и расчетным путем отличаются друг от друга почти в 4—5 раза. Для расчетной кривой

это изменение составляют $\Delta\varrho_к$ =48 Ом.м., тогда как для экспериментальной — $\Delta\varrho_к$ =10 Ом.м. Такое несоответствие можно объяснить тем, что изменение уровня воды в скважине, использованное нами для проведения расчетов, не совпадает с истинным изменением уровня подземных вод в массиве. В таком случае амплитуда изменения уровня подземных вод будет составлять не 27 м, как это показано на рис. 1, а в несколько раз меньше. Как показывают оценки, для уменьшения кажущегося сопротивления на 8—10 Ом.м. достаточно повышение уровня подземных вод на 7—8 м. В пользу того, что уровень в скважине отличается от уровня подземных вод в массиве, могут свидетельствовать также данные исследования (3) температурного возмущения в скважине в период заполнения водохранилища. Максимальное изменение температуры отмечается на глубине 90 м. С уменьшением глубины температурные возмущения сглаживаются. На глубине 60 м возмущения не замечены. По мнению автора (3) это связано со значительным различием фильтрационных свойств пород с глубиной. Так, например, в интервале глубин 60—120 м породы обладают большей фильтрационной способностью, чем вышележащие. Верхняя часть сложена более плотными слаботрещиноватыми известняками, которые не способствуют фильтрации воды. При наполнении водохранилища поступление воды из зоны фильтрации в скважину обуславливает повышение уровня в ней в большей степени, чем это происходит во всем массиве. Таким образом, механизм отставания грунтовых вод от уровня в скважине вполне объясняет несоответствие между экспериментальными и расчетными кривыми кажущегося сопротивлений.

Заключение: Исследована динамика уровня подземных вод в одном из массивов вблизи плотины Чиркейской ГЭС, связанная с заполнением водохранилища с использованием повторных ВЭЗ.

Наблюдения за вариациями кажущегося сопротивления во времени показывают, что изменение уровня подземных вод в массиве отстает по амплитуде от уровня воды в скважине. При достижении уровнем водохранилища максимального значения, уровни воды в скважине и подземных вод различаются на 17—20 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольвовский Б. С., Кунин Н. Я., Терехин Е. И. Краткий справочник по полевой физике.— М.: Недра, 1977. — 390 с.

2. Гидродинамические проявления в районе Чиркейского водохранилища, как возможный предвестник «плотинного» землетрясения (Ш. Г. Идармачев, А. Г. Дейнега, Г. Н. Омаров и др. — В кн.: Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Тр. / Ин-т геол. Даг. ФАН СССР, 1979, вып. 3 (21), с. 31—39.

3. Мусаев И. А., Магомедов А. Г. Влияние сезонных изменений уровня Чиркейского водохранилища на температурный режим в вертикальном разрезе пород. — В кн.: Исследование геотермальных месторождений Прикаспийского региона. Тр. / Ин-т геол. Даг. ФАН СССР, вып. 5, с. 49—55.

Ш. Г. АБДУЛКЕРИМОВ, И. Л. РЕВЕЛИС, Б. Д. ТАГИРОВ

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНСКОЙ АССР ПО ПРОЯВЛЕНИЮ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Формирование инженерно-геологических условий на территории Дагестана происходило в тесной связи с развитием земной коры в пределах Кавказского орогена и прилегающего к нему бассейна Каспийского моря. По схеме инженерно-геологического районирования Кавказа (2) на территории ДАССР по структурно-формационному принципу выделяются два региона второго порядка: Пояс Предкавказских передовых прогибов и Мегантиклинорий Большого Кавказа.

Сохраняя этот принцип для более детального районирования и учитывая тектонику, геоморфологию, геологическое строение, литологический состав горных пород, гидрогеологические и климатические особенности, т. е. факторы, в значительной степени предопределяющие инженерно-геологические условия, территорию ДАССР можно естественно подразделить на два района (регионы третьего порядка) и в каждом из них выделить по три подрайона (рис. 1).

Для обоснования принятой схемы районирования, глубоко не вдаваясь в историю геологического развития, отметим, что в доюрское и частично юрское время, рассматриваемая территория испытывала многократные колебательные движения, оставаясь большей частью дном океана, где произошло накопление многокилометровых толщ осадочных пород. В конце юры начался медленный подъем значительной части района, связанный с общим воздыманием Кавказа, и продолжающийся до настоящего времени.

Наибольшая скорость вертикальных движений была в неоген-четвертичное время. В этот период происходило формирование крупных складчато-глыбовых поднятий, межгорных прогибов, тектонических разрывов и дислокаций в зоне Главного Кавказского хребта и прилегающих областях (мегантиклинорий Большого Кавказа) и одновременное погружение части Терско-Каспийского передового прогиба. Такой характер вертикальных движений наблюдается и в настоящее время.

Если в горной части по мере подъема территории над уровнем океана активно развивались процессы эрозии и денудации, приведшие к сильному расчленению рельефа и частичному сглажива-

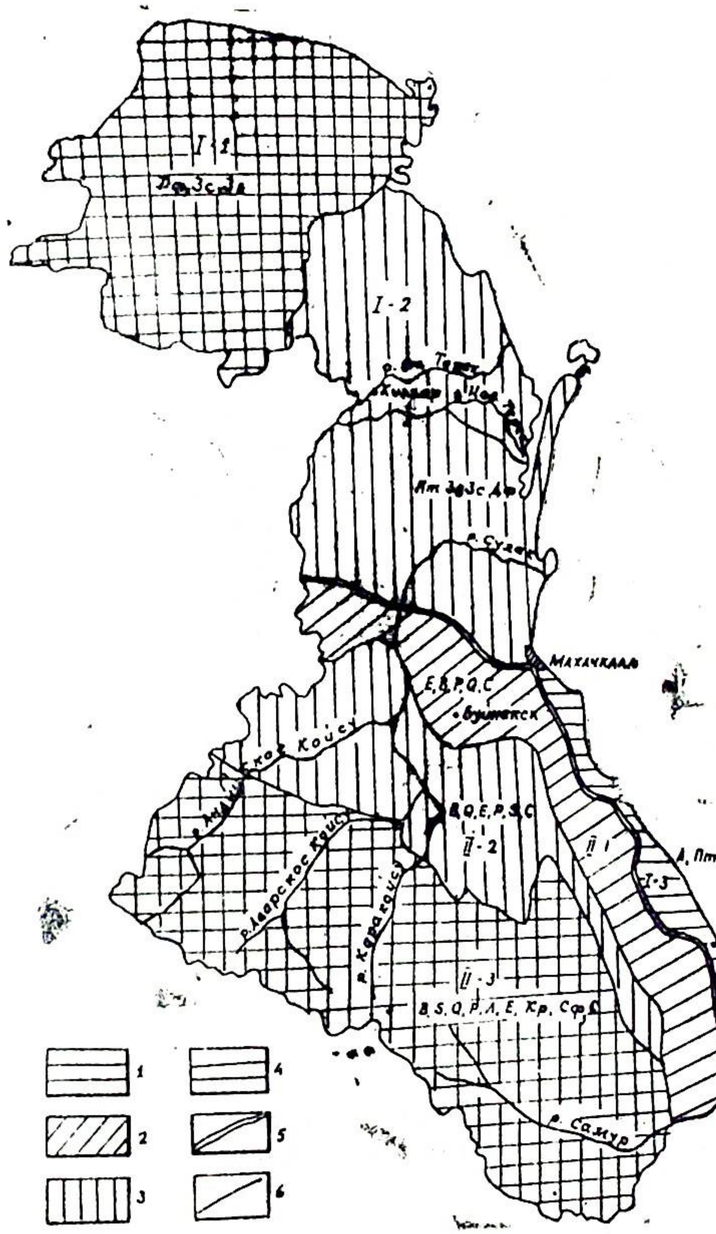


Рис. 1. Схематическая карта районирования территории ДАССР пл проявлению ЭГП, совмещенная с картой интенсивности проявления современных геологических процессов.

Интенсивность проявления процессов: 1 — слабая (показатель пораженности 0,10—0,25); 3 — высокая (показатель пораженности 0,25—0,50); 4 — очень высокая (показатель пораженности более 0,5); 5 — граница районов; 6 — граница подрайонов.

Современные геологические процессы и явления, наблюдаемые в подрайонах: В — выветривание; Р — оползни; О — обвалы и осыпи; S — сели; Е — эрозия; Пт — подтопление; Зс — заболачивание; А — абразия и аккумуляция морская; Зб — засоление; Кр — крип; Сф — солифлюкция; Зт — затопление; Л — лавины; С — сейсмические явления; Дф — эоловые процессы.

нию его резких форм, то в пределах прогибов и морских акваторий продолжали накапливаться мощные толщи осадочных пород. Эти факторы оказали существенное влияние на формирование инженерно-геологических условий. Ниже приводится краткая характеристика выделенных на карте районов и подрайонов.

Район 1 охватывает Равнинный или Низменный Дагестан. В тектоническом плане он относится к поясу Предкавказских передовых прогибов (платформенный склон Терско-Каспийского прогиба) и включает также (на севере Дагестана) часть Предкавказской эпигерцинской платформы.

В геоморфологическом отношении это аккумулятивная равнина, сложенная мощной толщей четвертичных морских и аллювиально-морских отложений (кроме подрайона 1—3, где мощность четвертичных отложений не превышает 50 м).

Район 2 охватывает Предгорный и Горный Дагестан, относящийся к северному склону мегантиклинария Большого Кавказа. В результате длительного подъема, сопровождающегося постепенным увеличением площади материковой части от центра к периферии, от юры до неогена более древние осадочные породы выходят на дневную поверхность гипсометрически выше, чем более молодые.

Подрайон 1—1 расположен в междуречье Кумы и Прорвы и носит географическое название Терско-Кумской низменности. В геоморфологическом отношении это аккумулятивная равнина, имеющая слабый наклон к морю в восточном и северо-восточном направлениях, сложенная морскими песчано-глинистыми отложениями. Равнинный рельеф осложняется наличием песчаных бугров и барханов, образующих несколько песчаных гряд, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Гряды, носящие местное название «буруны», разделены между собой котловинами выдувания, в которых после таяния снегов и ливневых дождей образуются временные озера. Высыхание озер приводит к засолению и заболачиванию территории. Этому способствует полное отсутствие в междуречье поверхностных водотоков и, как следствие, слабая расчлененность рельефа.

Малое количество атмосферных осадков, значительные площади, занятые песчаными массивами, высокие летние температуры, частые ветры, переходящие в суховеи, предопределили преобладание эоловых процессов и засоления.

В центральной и восточной частях подрайона имеются многочисленные мелкие соленые озера (частично пересыхающие) и заболоченные участки.

Из современных экзогенных геологических процессов (ЭГП) на побережье преобладает аккумулятивно-абразионная деятельность Каспия, причем в последние годы, в связи с подъемом уровня моря и продолжающимся медленным тектоническим погружением Терско-Каспийского прогиба, процессы аккумуляции стали доминирующими. При сильных ветрах наблюдается нагон волн на берег и заполнение водой понижений местности.

В долинах рек Кумы и Терека наблюдается аккумулятивно-эрозионная деятельность. В связи с повышением уровня Каспия (базиса эрозии), процессы накопления аллювия наиболее активно проявляются в дельтовой и русловой частях рек. Это приводит во время паводков к выходу рек из берегов (если не предусмотрена инженерная защита).

Суммарная пораженность ЭГП в подрайоне составляет 50—60% территории.

Подрайон 1—2 охватывает междуречья от Прорвы до Шураозени (включая дельту р. Терек и долину р. Сулак) и носит географическое название Терско-Сулакской низменности. Геоморфологически это также аккумулятивная равнина, но в отличие от подрайона 1—1, сильно изрезанная долинами древних и современных поверхностных водотоков, сетью оросительных каналов и дренажных сооружений. Макрорельеф спокойный, в микрорельефе выделяются ложбины, степные блюдца, песчаные всхолмления и гряды, разделенные котловинами выдувания, курганы. С поверхности территория подрайона сложена аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями, мощностью от нескольких метров до десятков и даже сотен метров (в местах древних речных эрозионных врезов), которые подстилаются древнекаспийскими морскими отложениями.

Междуречье Терека и Сулака — наиболее погруженная часть Северо-Дагестанской равнины, опускающейся и сейчас со скоростью до 2 мм в год. Прогибание компенсируется русловой и дельтовой аккумуляцией, вследствие чего реки Терек, Акташ, Сулак (в нижнем течении) и их притоки в пределах подрайона протекают в приподнятых над окружающей местностью руслах, а многочисленные рукава образуют разветвленные дельты, почти сливающиеся на всем протяжении побережья Каспийского моря от Терека до Шураозени. При весенних паводках в результате разлива рек образуются многочисленные озера и заболоченные участки в поймах речных долин; имели место случаи прорыва берегов с затоплением значительной территории и даже образованием новых русел (например, (4), в 1914 году в результате прорыва у ст. Каргалинской правого берега реки Терек образовалась река Новый Терек).

Отмеченные выше естественные, в том числе инженерно-геологические условия, а также хозяйственная деятельность человека (орошение, эксплуатация артезианских скважин) привели к подтоплению значительной территории подрайона (более 40%). Этот процесс особенно активно проявляется в Кизлярском и Бабаюртовском административных районах.

Кроме подтопления, являющегося в подрайоне 1—2 доминирующим, широко развиты и другие процессы: аккумулятивная деятельность рек и Каспийского моря, эоловые (аналогичные описанным в подрайоне 1—1), просадки (в местах распространения лессовых пород), засоление. В речных долинах нередки случаи развития боковой эрозии, приводящей часто к возникно-

вению мелких оползней. При орошении в низовьях Терека и Сулака наблюдались провальные явления, генетически связанные с трещиноватостью озерно-аллювиальных глин (1).

Суммарная пораженность ЭГП составляет 40—45% территории.

Подрайон 1—3 расположен юго-восточнее г. Махачкалы, вытянут узкой полосой (от 3—5 до 15—20 км) вдоль Дагестанского побережья Каспийского моря и носит географическое название Приморская низменность. В тектоническом отношении — это часть складчатого склона Терско-Каспийского передового прогиба.

Геоморфологические условия Прикаспийской низменности формировались при активном воздействии двух факторов: орогенеза, связанного с общим воздыманием Кавказа, и одновременной абразионно-аккумулятивной деятельности древнего Каспия в период многочисленных трансгрессий и регрессий. Наибольшее влияние оказал период интенсивной плиоценовой складчатости, когда были сформированы основные тектонические структуры (антиклинальные и синклинальные складки), а Бакинская, Хазарская, Хвалынская и, частично, Новокаспийская трансгрессии (разделенные периодами довольно глубоких регрессий) завершили размыв дедудированных сводов антиклиналей и оставили ряд аккумулятивных и абразионных террас.

Таким образом, Прикаспийская низменность представляет собой террасированную поверхность, слабо наклоненную к морю, сложенную относительно маломощной толщей (от 1 до 50 м) морских четвертичных (иногда и плиоценовых) песчано-глинистых отложений, залегающих на размытой поверхности сармата. В отдельных местах на дневную поверхность выходят неразмытые останцы сарматских глин, известняков и песчаников (например, гряды Анджиарка в г. Махачкале, Торама за г. Каспийском и др.), слагающие, как правило, крылья антиклинальных складок. В дельтах рек (например, Самур) мощность четвертичных отложений может быть значительной.

В прибрежной части подрайона выделяются древние лагуны, заполненные водой (например, озера Акгель, Турали, Аджи) или высохшие. Вдоль берега моря протянулась полоса песчаных дюн, частично заросших растительностью. В поперечном направлении низменность расчленяется долинами рек (Черкезозень, Манасозень, Ачису, Уллучай, Дарвагчай, Самур, Рубас и др.) и эрозионными ложбинами. Расчленению местности способствует наличие большого числа оросительных каналов.

Из ЭГП на территории Приморской низменности наиболее активными являются абразионно-аккумулятивная деятельность Каспийского моря, усилившаяся в последние годы в связи с подъемом его уровня, эоловые процессы вдоль побережья, аккумулятивная деятельность рек. Подчиненное значение имеют обвально-оползневые процессы по берегам рек и на уступах террас, подтопление, засоление, аккумуляция делювиального материала, транспортируемого на плоскость со гклонов гор. Суммарная пораженность ЭГП не превышает 10% территории.

Подрайон II—1 включает в себя предгорья с отметками от 150 м у передовых хребтов до 700—1200 м на границе с Горным Дагестаном. В тектоническом отношении это зона сочленения складчатого склона Терско-Каспийского передового прогиба с складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа.

Для предгорий характерно наличие нескольких рядов антиклинальных и синклинальных складок, простирающихся с юго-востока на северо-запад, осложненных вторичными дислокациями на крыльях, продольными и поперечными разрывами различного масштаба и характера, что привело к интенсивной раздробленности отдельных участков.

Примерно на широте г. Махачкалы складки образуют дугу, обращенную выпуклостью к Каспийскому морю, и принимают почти широтное направление, образуя крупный поперечный структурный элемент северного крыла Большого Кавказа — Дагестанский клин (3, 5). На оси этого поднятия произошло воздымание шарниров всех продольных складок.

Антиклинальные складки чаще всего представляют собой пологие волнообразные поднятия с ундулирующими шарнирами, в местах воздымания которых образовались четко выраженные купола (Хадумский, Кукуртаусский, Эльдамский). В некоторых случаях антиклинали имеют типичную гребневидную форму и непосредственно связаны с зоной разрывов. Синклинали представлены пологими складками изометричной формы. Сложены складки породами палеоген-неогенового возраста, в разрезе которых широкое распространение имеют глины, известняки, песчаники, сланцы, но преобладают глинистые разности.

Рельеф подрайона сформировался в результате сложного взаимодействия плиоценовой складчатости, последующего неравномерного во время орогенеза (продолжающегося и в настоящее время) и эрозионно-денудационных процессов. Избирательная денудация, связанная с значительной трещиноватостью пород в сводах антиклиналей и местах тектонических разрывов, а также с различной устойчивостью процессам выветривания карбонатных, песчаных и глинистых пород, привела к образованию отдельных хребтов, сложенных чокракскими и караганскими песчаниками и сарматскими известняками (Нараттюбинский, Кумтуркалинский и др.). Хребты разделены между собой более эродированными участками продольных долин и межгорных равнин, сложенных глинистыми породами.

Неразрушенные крылья складок образуют куэстовые формы рельефа с преимущественно моноклинальным залеганием пород. Для синклинальных прогибов характерно наличие столовых возвышенностей, края которых ограничены резкими уступами (с. Таркитау, Буйнакское плато и др.). На пониженных участках рельефа, сложенных майкопскими глинами, распространены сравнительно невысокие холмы.

Расчлененность территории усиливает большое количество речных долин и других эрозионных врезов. По данным Г. Г. Бунина (1), глубина вреза речных долин в предгорьях достигает 200—400 м.

Из современных ЭГП большое распространение получили выветривание, эрозия, обвально-осыпные и оползневые процессы, переработка берегов и заиление водохранилищ. Оползни наиболее распространены в северной и северо-западной частях подрайона. Значительную опасность представляет высокая сейсмичность территории — 8 баллов. Во время и после землетрясений 1966 и 1970 годов наблюдалась активизация оползневых процессов, обвалы, сейсмические деформации поверхности. Суммарная пораженность ЭГП — до 30% территории подрайона.

Подрайон II—2 включает в себя часть Горного Дагестана, сложенную преимущественно верхнеюрскими и меловыми отложениями, которые представлены в верхней части разреза (особенно на севере и северо-востоке) карбонатными породами (известняки, мергели, доломиты). В геологической литературе эта территория носит название Известковый Дагестан, в географической — Внутренний горный Дагестан.

От предгорного Дагестана Известняковый отделяется на северо-востоке цепью хребтов высотой до 2500 м (Салатау, Гимринский). На юго-востоке передовые хребты не образуют единой цепи, они разделены понижениями и долинами рек. От подрайона II—3 Известняковый Дагестан отделен стеной обрывов, являющихся южными склонами куэстовых хребтов (хребет Лес и др.), и сложенных верхнеюрскими известняками. Внутренняя часть Известнякового Дагестана находится гипсометрически ниже окружающих ее хребтов. Здесь наблюдается ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, расположенных параллельно Главному Кавказскому хребту.

Для Известнякового Дагестана характерно: глубокое и резкое расчленение рельефа, наличие хребтов с заостренными гребнями, имеющими треугольную асимметричную форму поперечного сечения с крутыми обрывистыми южными и более пологими северными склонами; высокогорное плато также с крутыми и обрывистыми склонами (Хунзахское и Гунибское плато, гора Шунудаг и др.). Горные поднятия разделены многочисленными понижениями, котловинами, долинами тектонического и эрозионного происхождения.

Реки протекают в узких ущельях, чередующихся с относительно более широкими долинами, выработанными в местах развития глинистых сланцев и слабо сцементированных песчаников. В результате современных и новейших тектонических движений положительного знака с одновременным понижением базиса эрозии, в речных долинах происходила и происходит донная эрозия и связанные с нею обвально-осыпные и оползневые процессы. Тектонический подъем имел непрерывно-прерывистый характер, о чем

свидетельствуют речные террасы и эрозионные врезы, образованные в период относительно малых скоростей подъема.

По данным Г. Г. Бунина, (1) глубина вреза речных долин в Известняковом Дагестане (область Дагестанского клина) составляет в пределах Андийского хребта 315—1740 м, хребта Салатау — 917—2412 м, Гимринского — 835—1560 м. Например, река Сулак, прорезав хребет Салатау, образовала глубокий эрозионный врез общей протяженностью более 40 км, максимальная глубина которого превышает 1800 м (Сулакский каньон). Здесь уже построены Гергебельская, Миатлинская, Чиркейская ГЭС и строится Ирганайская.

Рельеф и геологическое строение подрайона обусловили широкое развитие процессов выветривания, эрозии, обвально-осыпных, оползневых, суффозии. Здесь имеются десятки селеопасных бассейнов. Сели несвязные, преимущественно водокаменные.

Обвально-осыпные процессы приурочены к крутым склонам речных долин, эскарпам и подэскарповым шлейфа. Оползни развиваются в местах расширения речных долин, где интенсивно происходит боковая эрозия, и в местах скопления осыпей.

Эрозионные процессы наблюдаются почти повсеместно, закономерно увеличиваясь при переходе от низкого к высокогорным участкам. На сравнительно пологих, залесенных склонах куэст пораженность территории эрозией резко снижается.

В целом пораженность территории ЭГП в подрайоне высокая (до 50%). После землетрясений 1966 и 1970 годов наблюдалась активизация обвально-осыпных и оползневых процессов.

Подрайон II—3 включает в себя часть Горного Дагестана, сложенную сильно метаморфизированными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками юрского возраста, поднятыми тектоническими процессами на максимальные для Дагестана высоты — 3000—4000 м (наивысшая точка — гора Базардюзи — 4466 м). Породы смяты здесь в крупные структуры, осложненные вторичной складчатостью и разрывными дислокациями. В геологической литературе эта территория носит название Сланцевый Дагестан, в географической — Высокогорный Дагестан.

На юго-западе подрайона (граница Дагестана с Азербайджаном и Грузией) протянулся сплошным гребнем с северо-запада на юго-восток Водораздельный хребет (часть Главного Кавказского хребта), с северо-западных склонов которого берут начало многочисленные реки системы Сулака и Самура. Параллельно Водораздельному расположен Боковой хребет, разрезанный долинами рек и понижениями на отдельные хребты и крупные массивы (Самурский, Нукатль, Дюльтыдаг, Шалиб, Богосский и др.). Между Водораздельным и Боковым хребтами расположены замкнутые котловины (горные долины), крупнейшими из которых являются Дидейская и Бежтинская; отметки их поверхности от 1200 до 1800 м. На юго-востоке находится Самурская котловина, по которой протекает река Самур.

Для Сланцевого Дагестана характерна крайне высокая сте-

пень эрозионного расчленения рельефа: относительные превышения достигают 1500—2000 м, что способствует формированию и развитию селей, эрозии, обвально-осыпных, оползневых и др. ЭГП.

Водоразделы рек в большинстве случаев представлены узкими скалистыми гребнями с крутизной склонов от 40 до 60°. Их сравнительно большая обнаженность в сочетании с континентальным климатом создают благоприятные условия для интенсивного физического выветривания, плоскостной денудации, обвально-осыпных процессов.

Реки Сланцевого Дагестана (за исключением верховьев) имеют широкие профильные долины, относительно пологие склоны, хорошо выраженные террасы. На склонах долин развиваются осыпи, склоновый смыв, оползни. Усилению этих процессов способствуют донная и боковая эрозия, связанные с продолжающимся воздыманием Кавказа. Делювиально-коллювиальные отложения, скапливающиеся на террасах и у подножья склонов, служат, в свою очередь, материалом для образования новых оползней и селей.

Пораженность территории оползневыми процессами в верховьях рек меняется от 40% (истоки Каракойсу) до 10% (верховья Казикумухского Койсу). В местах залесения склонов (среднее течение рек) пораженность не превышает 15%, а в зонах тектонических нарушений возрастает до 30—40%.

Обвально-осыпные процессы наиболее развиты в высокогорной зоне подрайона (пораженность территории 60—100%); в средне- и низкогорной зонах активность этих процессов значительно уменьшается (пораженность 10—20%) и лишь на отдельных участках остается высокой (до 50%). Исключение составляют бассейн реки Каракойсу и долина реки Ахтычай, где пораженность склонов на всем протяжении очень высокая (40—100%).

В нивально-высокогорной зоне подрайона вершины и склоны многих гор и хребтов покрыты вечными снегами и ледниками, общая площадь которых равна 41,3 км². Здесь встречаются ледниковые формы рельефа, морены, ледниковые озера. Эти условия способствуют образованию селей, лавин, развитию солифлюкционных процессов.

Наибольшая пораженность селевыми процессами отмечается в нивально-высокогорной и высокогорной зонах, где возникают несвязные, реже связные грязекаменные потоки; в среднегорной зоне часто формируются селеподобные паводки (наносоводные сели). Селеносными являются большинство притоков крупных рек (Усухчай, Ахтычай, Гюльгерычай, Кара-самур и др.). Сами же реки Самур, Андийское, Казикумухское, Аварское Койсу, Каракойсу и др. не селеносны.

Поставщиками обломочного материала для селей являются делювиальные, коллювиальные, пролювиальные отложения и морены. Водная составляющая образуется в основном во время

не продолжительных, но сильных ливней. В высокогорье отмечаются гляциальные сели.

В целом, в подрайоне отмечается очень высокая пораженность ЭГП — более 50% территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инженерно-геологические особенности Дагестанской АССР. Тр. ИГ ДагФАН СССР, вып. 28. Махачкала: 1984. — 238 с.

2. Инженерная геология СССР, т. 8. Изд-во МГУ: 1978. — 366 с.

3. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

4. Физическя география низменного Дагестана / Ред. М. М. Эльдаров. Тр. Даг. пед. ин-т. Естеств.-географ. ф-т., вып. 7. Махачкала: Дагучпедгиз, 1972. — 172 с.

5. Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтенных месторождений Мнатль и Дылым (Северный Дагестан). Тр. ГИНН, вып. 4, 1929.

Д. А. МИРЗОЕВ, Л. И. ДЖАПАРИДЗЕ,
В. Г. СУРХАЕВА, В. М. ДАРМАНОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ТЕРСКО-СУЛАКСКОЙ ВПАДИНЫ

Терско-Сулакская впадина является наиболее прогнутой частью Терско-Каспийского передового прогиба и характеризуется большой мощностью осадочного чехла. Ввиду слабой геологической изученности этой территории большое значение имеет выделение в разрезе осадочных отложений региональных проницаемых и экранирующих толщ, представляющих собой определенные гидродинамические системы, внутри которых может происходить миграция и аккумуляция различных флюидов.

Вскрытая глубокими параметрическими и разведочными скважинами часть осадочного чехла Терско-Сулакской впадины представлена породами мелового и палеоген-неогенового возраста. Мезозойские отложения (апт-альбские и верхнемеловые) вскрыты на северном борту впадины скважиной Бабаюрт 2; пробуренной в районе газогеохимической и геоморфологической аномалий; на востоке в осевой её части скважины Сулак 1 и Сев. Сулак 1, 2 не вышли из отложений миоцена. Поскольку емкостные и изолирующие свойства осадочных толщ в значительной

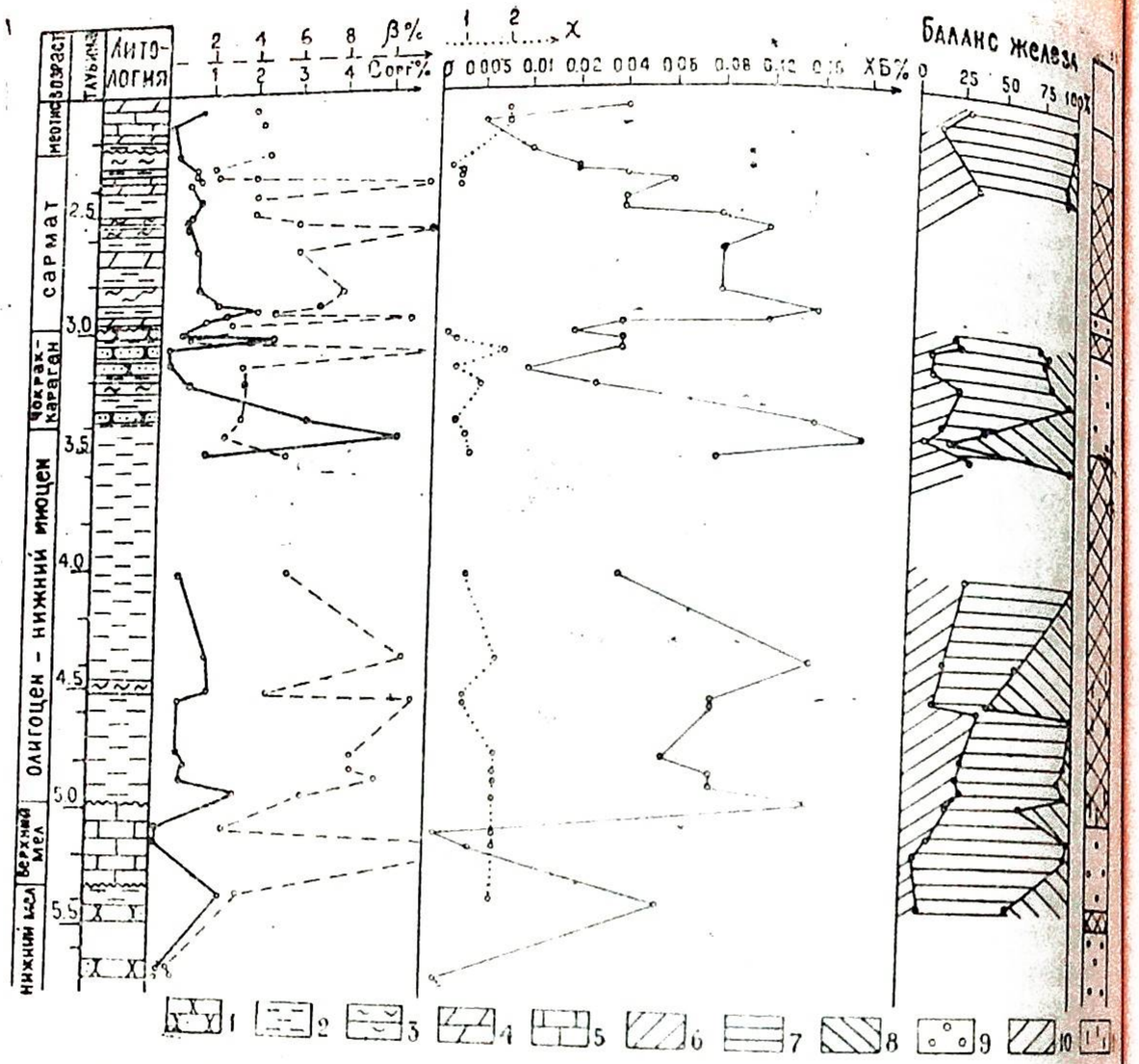


Рис. 1. Геохимическая характеристика меловых и палеоген-неогеновых отложений Терско-Сулакской впадины. 1 — песчаники, 2 — глины, 3 — алевролиты, 4 — мергели, 5 — известняки; баланс железа: 6 — окисное, 7 — сидеритное, 8 — пиритное; 9 — проницаемые толщи, 10 — экранирующие толщи, 11 — интервалы повышенной проницаемости глинистых пород.

степени зависят от литолого-минералогических и геохимических особенностей пород, по разрезам указанных скважин было проведено изучение геохимических условий осадкообразования (по соотношению аутигенно-минералогических форм железа и серы), определение содержания органических компонентов ($C_{орг.}$, ХБ) и их взаимосвязи с минеральной массой в различных по возрасту коллекторских породах и покрышках.

Нижнемеловой терригенный комплекс, представленный верхней своей частью (альб-апт), сложен чередованием песчано-алевролитовых и глинистых пород. Песчаники светло-серые и зеленовато-серые, глауконитовые, разнозернистые, косослоис-

тые и слоистые, с включениями глинистого материала, характеризуются низкой битуминозностью (0,00125—0,0025% ХБ) и незначительным содержанием органического вещества (0,20—0,25% $C_{орг.}$), степень битуминозности которого составляет 0,5% (рис. 1, табл. 1). Битумоиды распределены в породе неравномерно в основном глинистом цементе и межзерновом пространстве. В глинистых прослоях содержание ОВ и битумоидов несколько возрастает, преобладает равномерная, реже слоистая битуминозная текстура.

Глинистая пачка альба, залегающая в кровле нижнего мела, сложена темносерыми, почти черными, плотными слюдистыми аргиллитами, с большим количеством органики (1,56% $C_{орг.}$), смолистого и смолисто-асфальтенового синбитумоида, распределенного в глинистой массе равномерно. Коэффициент битуминозности ОВ(β) не превышает 4%. Формирование этих пород проходило в восстановительной среде с преобладанием пирит-сидеритовых фаций, благоприятных для накопления и преобразования ОВ.

Верхнемеловой карбонатный комплекс, мощностью более 350 м, представлен плотными светлыми известняками, оолитовыми, пелитоморфными, кристаллическими с различной степенью трещиноватости, образовавшимися в восстановительной и слабо восстановительной обстановке, о чем свидетельствует увеличение в балансе железа его закисных форм (84,9—87,6%); окисное составляет 6,9—12,6%, пиритное — 2,5—5,5%. Породы характеризуются низким содержанием $C_{орг.}$ (0,01—0,03%) и невысокой (0,00125—0,005% ХБ) преимущественно эпигенетичной битуминозностью, β изменяется в широких пределах 3,5—50%. Среди различных по качеству битумоидов преобладает маслянистый и легкий, заполняющий карбонатную массу, поры и каверны. К глинистым участкам приурочен смолистый синбитумоид с равномерной текстурой. Широко развиты крупные трещины со смолисто-асфальтеновым и смолистым эпибитумоидом и более мелкие тонкие трещины со смолистым и маслянистым. В общем карбонатные породы верхнего мела содержат эпибитумоид с кавернозно-поровой, трещинной и равномерной текстурой, что может свидетельствовать о развитии коллекторов трещинно-кавернозного типа.

Верхнемеловые отложения перекрываются мощной (1580 м) однородной толщей глинистых пород олигоцен-нижнемиоценового возраста (майкопская серия). От нижележащих отложений они отличаются резким увеличением содержания ОВ (0,5—1,56% $C_{орг.}$) и битумоидов (0,04—0,18% ХБ). Распределение геохимических показателей по разрезу толщи неравномерно: максимальные концентрации $C_{орг.}$ и ХБ (1,56—5,26% и 0,16—8,18% соответственно) приурочены к подошвенной и кровельной её частям, β изменяется в пределах 3—12%, с увеличением в нижней части описываемых отложений. По соотношению форм железа преобладает окисно-сидеритовые, реже пирит-сидеритовые фации, отражающие изменение степени восстановленности среды осадкообразования от слабо до резко восстановительной. Часто увеличение пиритного железа совпадает с максимумами $C_{орг.}$ и ХБ.

Таблица 1

Геохимическая характеристика меловых и палеоген-неогеновых отложений Терско-Сулакской впадины

Возраст	Литология	С орг %	ХББ %	χ	β %	Битуминозные текстуры
1	2	3	4	5	6	7
альб-апт	аргиллит	1,53	0,08	2	3,9	равномерная
	песчаники	0,18—0,23* / 0,2(2)	0,00125—0,0025 / 0,0018	1	0,45—1,04 / 0,75	цементно-поровая
верхний мел	карбонаты	0,01—0,03 / 0,02(2)	0,00125—0,005 / 0,0025	2	3,1—50 / 26,6	кавернозно-поровая, трещинная
олигоцен — н. миоцен	аргиллиты	0,5—5,21 / 1,33(12)	0,04—0,2 / 0,11	1,8	2,9—10,9 / 7,9	равномерная, слоистая, трещинная
	алевролиты	1,19		1,3	5	цементно-поровая
ср. миоцен (чокрак)	аргиллиты	0,6—2,27 / 1,64(19)	0,03—0,2 / 0,113	1,5	1,5—9 / 5,7	равномерная, слоистая
	песчано-алевролитовые породы	0,08—1,72 / 0,73(20)	0,005—1,056 / 0,12	2	6—92 / 16	цементно-поровая
ср. миоцен (караган)	аргиллиты	0,08—2,48 / 1,44(8)	0,04—0,2 / 0,06	1,5	0,4—9 / 3,8	равномерная, слоистая
	песчано-алевролитовые породы	0,28—1,33 / 0,4(10)	0,01—0,2 / 0,044	2	1,5—28 / 12,5	цементно-поровая
в. миоцен (сармат)	аргиллиты	0,5—2,13 / 1,05(12)	0,02—0,2 / 0,087	1	2,2—13 / 6,2	
	песчано-алевролитовые породы	0,15—0,73 / 0,508(5)	0,01—0,08 / 0,048	2	4—12 / 7,1	
	карбонаты	0,51—1,26 / 0,81(5)	0,02—0,118 / 0,067	1	2,3—11,6 / 6,3	

* минимум — максимум среднее (количество образцов).

По данным люминесцентной микроскопии в майкопских глинах присутствует смолистый и смолисто-асфальтеновый синбитумоид, распределенный в породе равномерно. В алевролитовых их разностях наблюдается дифференциация битумоидов в зависимости от гранулометрического состава породы с концентрацией более тяжелых компонентов в глинистых участках, вокруг ОВ и углистых включений, а смолистых — в алевролитовых. В алевролитах, встречающихся в толще в виде отдельных прослоев, качественный состав сингенетичных битумоидов более разнообразен: от смолисто-асфальтеновых и смолистых до маслянистых, имеющих цементно-поровую текстуру. Наряду с преобладающим развитием в породах майкопа синбитумоидов, в некоторых разностях глин, залегающих в нижней части разреза (4870—4770 м), присутствует легкий эпибитумоид в порах, небольших кавернах, трещинах. Наличие эпибитумоидов фиксируется также по увеличению β, значительной ширине растекания люминесцирующих зон бумажных хроматограмм, голубоватому их свечению. Присутствие миграционных битумоидов в глинистых породах может характеризовать более высокую их проницаемость, связанную возможно с трещиноватостью и разуплотненностью пород в нижней части глинистой толщи.

Среднемиоценовые (Чокрак-караганские) отложения, представляющие единую проницаемую терригенную толщу, сложены чередованием песчано-алевролитовых и глинистых пород. Песчаники плотные массивные, иногда слоистые, преимущественно мелкозернистые, крупно и среднезернистые разности отмечаются обычно в основании песчаных пачек. Глины темно-серые, почти черные, слоистые, с примесью песчано-алевритового материала. Встречаются прослои мергелей и глинистых сидеритов. При общем сходстве литологического состава караганские отложения отличаются от чокракских большей песчанистостью разреза, лучшей выдержанностью песчаных пачек и более постоянной общей мощностью отложений (184—265 м), увеличивающейся к юго-востоку к осевой части прогиба. Здесь же наблюдаются и максимальные мощности (более 800 м в скв. Сулак 1) чокракских отложений с резким уменьшением в северном и северо-западном направлении до 316—419 м в Сев. Сулакских скважинах и 233 м в скв. Бабаюрт 2.

Чокракские и караганские отложения характеризуются также сходными геохимическими параметрами. Их изменение по разрезу чокрак-караганской толщи менее дифференцировано, чем по площади в одновозрастных породах (рис. 2). Содержание ОВ в описываемой толще изменяется в широких пределах (0,2—3% $C_{орг.}$) с максимальной концентрацией в глинах. Высокая битуминозность (0,03—0,2%) характерна как для глинистых, так и для песчаных пород, хотя в общем и прослеживается закономерное увеличение ХБ и $C_{орг.}$ в ряду песчаники-алевролиты-глины. В глинистых породах содержание ХБ прямо пропорционально $C_{орг.}$, β не превышает 4%, что характерно для сингенетичной битуминозности. В песчаниках эта зависимость часто нарушается из-за присутствия миграционных битумоидов в породах с низким $C_{орг.}$, за счет чего β увеличивается в ряде случаев до 30—90%. В общем отмечается более высокая обогащенность чокракских отложений ОВ и битумоидами по сравнению с караганскими. По площади наблюдается увеличение $C_{орг.}$, ХБ и β в восточном направлении в глинистых породах чокрака с максимальными их значениями в осевой части прогиба (Сулак 1), на фоне которого выделяется повышение ХБ и β в скв. Сулак. 2.

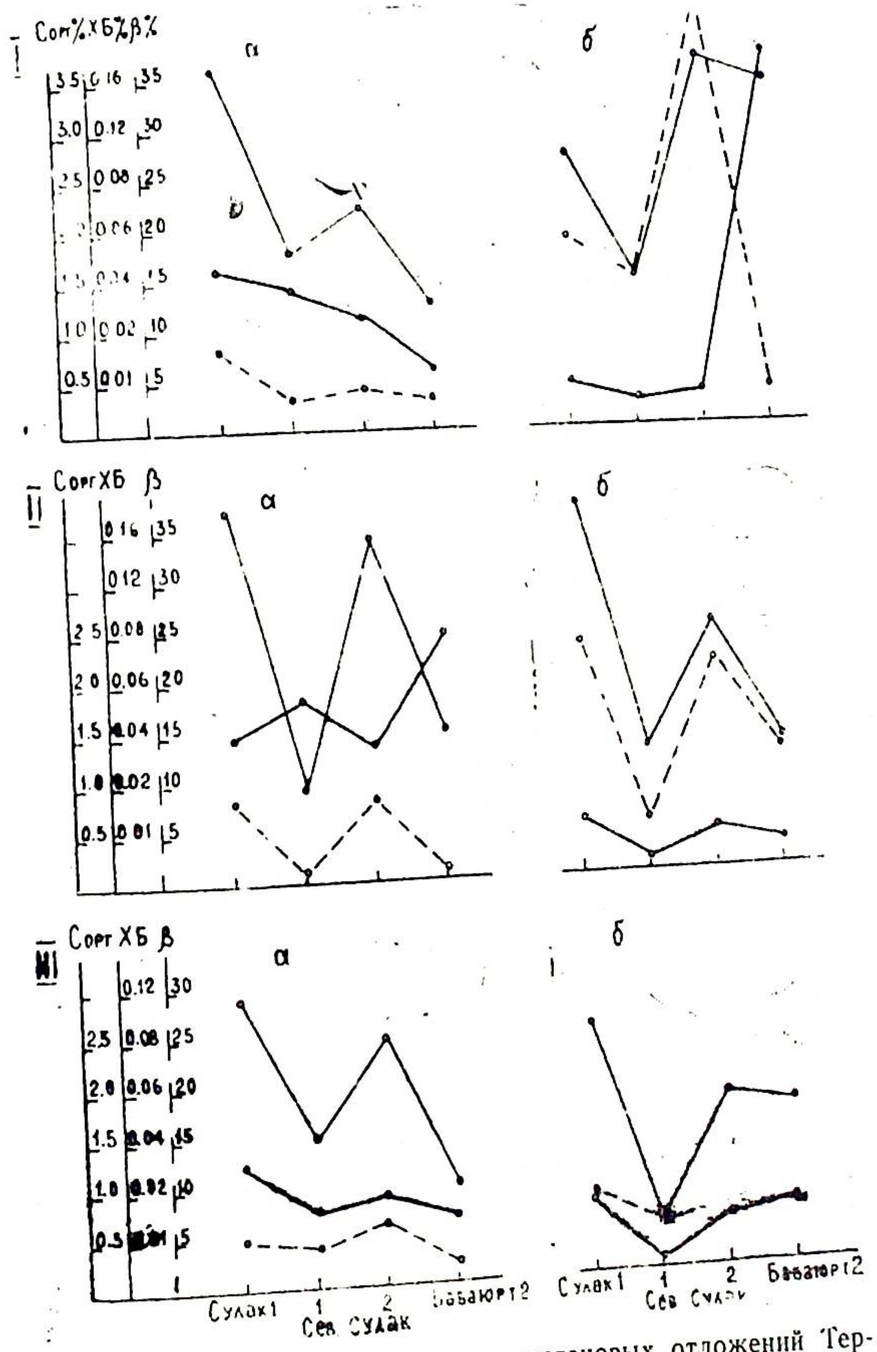


Рис. 2. Геохимические параметры неогеновых отложений Терско-Сулакской впадины. I — чокрак, II — карагин, III — сармат; а — глины, б — песчаники.

В песчаниках чокрака максимальные концентрации $C_{орг.}$ (3,5%) приурочена к северному борту впадины (Бабаюрт 2), откуда она резко снижается (до 0,5%) в осевой части. Наиболее высокая битуминозность пород наблюдается в скв. Бабаюрт 2, где согласно соотношению $C_{орг.}$ и ХБ преобладают синбитумоиды, и в скв. Сев. Сулак 2, за счет обогащенности разреза миграционными битумоидами.

Для караганских глинистых отложений в отличие от чокракских увеличение содержания $C_{орг.}$ происходит от осевой части прогиба к его северному борту, по ХБ наблюдается обратная закономерность и максимальное его количество отмечено в скв. Сулак 1 и Сев. Сулак 2. В песчаниках количество $C_{орг.}$, значительно меньшее, чем в глинах, возрастает в осевой части впадины, соответственно этому изменяется и содержание ХБ, причем битуминозность песчаных и глинистых пород карагана примерно одинакова (0,02—0,178%).

Высокая битуминозность песчаных пород чокрак-карагана, соразмерная с таковой в глинах, обусловлена перераспределением битумоидов внутри терригенной толщи с эмиграцией наиболее подвижных компонентов из глинистых прослоев с концентрацией их в песчано-алевролитовых. Люминесцентно-микроскопическими исследованиями установлено присутствие здесь значительного количества синбитумоидов различного состава (от смолисто-асфальтеновых до маслянистых) с равномерной и сложной текстурой в глинистых породах и эпибитумоидов (легких и маслянистых) с поровой и цементно-поровой — в песчаниках и алевролитах. Отмечены следы перемещения битумоидов внутри толщи в виде дифференциации битуминозных компонентов на контактах литологических разностей пород, облегчения их состава в проницаемых участках, присутствие миграционных битумоидов в поровом пространстве коллекторских пород.

Среда осадкообразования в чокрак-караганское время характеризуется развитием пирит-сидеритовых, сидеритовых и окисло-сидеритовых фаций, причем усиление окислительных условий наблюдается в период формирования песчано-алевролитовых пород.

Перекрывающие чокрак-караганский комплекс отложения верхнего миоцена (сарматский ярус) представлены мощной (750—1100 м) толщей темносерых, плотных, слоистых, карбонатных глин с прослоями песчано-алевролитовых пород, мергелей и известняков, образующих иногда пачки мощностью до 30 м. В нижней, наиболее однородной, части толщи отмечается высокое содержание $C_{орг.}$ (0,8—2,1%) и битумоидов (0,04—0,16% ХБ) в глинах и мергелях (0,8—1,3% и 0,08—0,12% соответственно), при β 3—11%. Выше по разрезу в глинах и алевролитах эти показатели снижаются до 0,5—0,6% $C_{орг.}$ и 0,04% ХБ, β не превышает 4,5%. В некоторых алевролитовых прослоях отмечается повышение битуминозности до 0,08% ХБ и β до 8—12%. Верхняя часть толщи отличается примерно одинаковым содержанием ОВ

(0,5—0,8 $C_{орг.}$) и битумоидов (0,02—0,06% ХБ) во всех литологических разностях пород, за исключением песчаных прослоев в кровле толщи, где $C_{орг.}$ не превышает 0,2% и ХБ 0,01%. β составляет в основном 4,0%, иногда повышаясь до 11,5% в прослоях мергелей с минимальным $C_{орг.}$ (0,5%) и высоким ХБ (0,06%). В общем плане наблюдается уменьшение содержания ОВ и битумоидов вверх по разрезу сарматских отложений.

По площади прослеживается увеличение в породах количества ОВ и ХБ в осевой части прогиба, на фоне которого в скв. Сев. Сулак 1 отмечено снижение концентрации ОВ и особенно битумоидов. Сходство в распределении по площади геохимических показателей глинистых и песчано-алевролитовых пород, увеличение их значений в ряду песчаники-алевролиты-мергели-глины, преобладание прямой зависимости между $C_{орг.}$ и ХБ, характеризует преимущественно сингенетичную битуминозность сарматских отложений.

В результате выполненных исследований проведено расчленение осадочной толщи меловых и палеоген-неогеновых отложений по принципу коллектор-флюидоупор. По геохимическим данным установлена сингенетичная битуминозность глинистых (нижний мел, олигоцен—нижний миоцен) и карбонатно-глинистых (сармат) экранирующих толщ. Для терригенных проницаемых комплексов (апт-альб, чокрак-караган) отмечено преобладание эпибитумоидов в песчано-алевролитовых пачках, паравтохтонных и синбитумоидов в разделяющих их глинистых прослоях, а для карбонатных комплексов (верхний мел) — развитие преимущественно эпигенетичных битумоидов. На границах проницаемых и изолирующих комплексов прослежено обогащение пород органическими компонентами ($C_{орг.}$, ХБ). По присутствию в глинистых породах олигоцена значительного количества миграционных битумоидов, фиксируемых по изменению геохимических показателей, выделены интервалы повышенной проницаемости пород, приуроченные возможно к трещиноватым зонам в нижней части глинистой толщи олигоцена—нижнего миоцена, являющейся региональным экраном для мелового карбонатно-терригенного комплекса отложений. Согласно характеру битуминозных текстур предполагается развитие коллекторов порового типа в терригенных породах и трещинно-кавернозного — в карбонатных.

Л. Д. ОСИКА, Д. Г. ОСИКА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА В ВОДАХ РЕК И АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ ДАГЕСТАНА

Судя по тому, что дейтерий оказывает тормозящее влияние на ход физико-химических процессов, вызывая биологическое старение организмов, представляется, что результаты изучения содержания тяжелых изотопов водорода и кислорода в водах поверхносного стока и атмосферных осадках вообще могут представить научный и практический интерес для медицинской науки, включая и его экологический аспект. В этом плане проблема последствий употребления в онтогенезе воды и различных сельскохозяйственных продуктов различного изотопного состава на организм человека является совершенно не изученной.

Результаты проведенного исследования, по-видимому, могут оказаться базой для геронтологических исследований.

Важное значение характера распределения изотопов водорода и кислорода в водах поверхностного стока и подземных водногазовых систем заключается в их приложимости для решения различных генетических задач. Нами эта задача решалась на примере изучения распределения стабильных изотопов водорода и кислорода в водах больших и малых рек Дагестана, атмосферных осадков в пределах его территории и в подземных водногазовых системах, дренирующих осадочный чехол мезо-кайнозойского возраста.

До последнего времени изотопный состав вод рек Дагестана и атмосферных осадков был совершенно не изучен. Исследованиями лаборатории гидрогеологии ИГ Даг.ФАН СССР и ИВП АН СССР г. Москвы этот пробел был восполнен. При этом установлены следующие закономерности:

Воды верховья р. Самур и их главнейших притоков — Ахтычая и Самурчая, а также р. Сулака и их притоков — Андийского, Аварского, Кара и Казикумухского Койсу являются изотопно-легкими (δD — 0,86 ÷ —0,77‰, а δO^{18} — 10,2 ÷ — 8,6‰). По мере стока вода больших рек утяжеляется и в низовьях становится изотопно-тяжелой (δD — 50,0 ÷ — 65,0‰, а δO^{18} — 5,6 ÷ — 6,5‰).

Воды малых рек: Акташа, Аксая, Ярык-Су, Беоки, Черкес-Озень, Шура-Озень, Манас-Озень, Гамри-Озень, Башлы-Чай, Рычал-Су, оказались изотопно-тяжелыми (δD — 56,0 ÷ — 63,0‰ и δO^{18} — 5,0 ÷ 7,1‰).

Атмосферные осадки в виде дождей и снега в приморских и предгорных районах Дагестана в летние месяцы оказались преимущественно изотопно-тяжелыми (δO^{18} — 2,58 ÷ + 1,48‰), а в зимние месяцы изотопно-легкими (δO^{18} — 8,33 ÷ — 15,7‰).

Осадки весенне-осенних месяцев характеризуются промежуточными значениями. Примерно то же характерно и для дейтерия. К сожалению, не была изучена изотопия атмосферных осадков Дагестанского высокогорья. Однако из литературы известно, что воды ледников Кавказа и, в частности, Дагестана являются изотопно-легкими. Так, по данным В. Е. Ветштейна, изотопный состав ледника Алибек средневзвешенные значения $\delta D = -88‰$, $\delta O^{18} = -12{,}6‰$ близки к изотопному составу воды из реки Алибечки ($\delta D = -91‰$, $\delta O^{18} = -13‰$). Эти значения довольно близки к изотопному составу вод верховьев р. Самура, Сулака, а также атмосферных осадков, изучавшихся нами в пределах Дагестана.

По результатам проведенных исследований на формирование изотопного состава вод малых рек и вод Сулака, Самура и Терека в их нижнем течении оказывают решающее влияние атмосферные осадки и воды инфильтрационного подземного стока. Воды верховьев Самура и Сулака формируются, по-видимому, преимущественно за счет таяния ледников и снежников. Изотопный состав вод больших рек Дагестана Самура и Сулака в их среднем и нижнем течении формируется главным образом за счет разгрузки минеральных подземных вод [1, 2], а малых рек Дагестана, таких как: Рубас-Чай, Уллу-Чай, Гамри-Озень, Черкес-Озень, Манас-Озень, Шура-Озень и др., — вследствие смешания вод атмосферных осадков и вод подземного стока.

Аналогичных закономерностей распределения стабильных изотопов водорода и кислорода, по мере стока в реках других горноскладчатых стран мира пока не установлено.

Не исключена возможность, что при прочих не равных условиях повседневное употребление жителями Дагестанского высокогорья изотопно-легкой воды и продуктов питания, выращенных на ней, является более благоприятными для здоровья населения, чем в плоскостных районах, поскольку энергетические затраты жителей высокогорий значительно выше, чем у населения низменных районов, даже за счет ходьбы по пересеченной местности и одинаковой физической работы в более разряженной атмосфере и т. д., что естественно влечет за собой усиление обмена веществ в организме, для которого по-видимому небезразлично, на каком водном фоне идут биохимические реакции — изотопно-легкой или изотопно-тяжелой воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войтов Г. И., Есиков А. Д., Осика Л. Д. и Осика Д. Г. Особенности изотопного стока рек Самур и Гюлчерычай (Ю. Дагестан). — Доклады АН СССР, т. 292, № 3, 1987 г.

2. Осика Л. Д. Изотопный состав воды рек Дагестана. Сб. статей ИГ Даг.ФАН СССР, вып. 31. «Гидрогеология и гидрогеохимия подземных вод Дагестана». Махачкала, 1984 г.

Т. Г. ГАСАНОВ

К ВОПРОСУ О МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССА ПЛАНИРОВКИ РИСОВЫХ ЧЕКОВ ПО ВОДЕ

Технологический процесс планировки по воде представляет собой процесс создания ровной горизонтальной поверхности чека, пользуясь ориентиром уровня воды залитого чека. Он включает два последовательных этапа работ: выборочная планировка (с значительным объемом земляных работ) и сплошная планировка (заглаживание). По предлагаемой нами технологии планировки выборочная планировка выполняется только на тех участках чека, где рабочие отметки поверхности превышают ± 5 см, а выборочную планировку, в свою очередь, проводим для получения указанной точности на всей поверхности чека. Это допущение основывается на экспериментальных данных, полученных нами в полевых условиях, согласно которым неровности с отклонениями ± 5 см легко устраняются при сплошной планировке по воде диагонально-перекрестным способом в два следа. Одновременно эффективность замены технологического процесса цикличного действия процессом непрерывного действия т. е. сплошным малованием не вызывает сомнения.

С математической точки зрения выборочная планировка по воде представляет собой процесс перемещения почвогрунта, расположенного над секущей горизонтальной плоскостью в местах срезок под эту плоскость в местах подсыпок и образование там временных насыпей. Уровень секущей плоскости, т. е. горизонт воды в чеке относительно базовой (проектной) плоскости непрерывно снижается с течением времени согласно темпу производства работ.

Неровности неспланированного чека отображают некоторое пространственное множество, образующее некую геометрическую поверхность, которая в общем виде выражается уравнением

$$\Phi(x, y, z)=0 \quad \text{или же} \quad z=f(x, y)$$

где x, y — координаты точки на базовой плоскости,
z — значение функции поверхности в указанной точке, т. е. отклонение от базовой.

В плане следы секущих плоскостей образуют множество линий уровня (изокривых), подчиняющих уравнению $f(x, y)=c=\text{const}$. Объем почвогрунта, отсекаемая секущей плоскостью или же то же самое, объем, расположенный выше плоскости уровня воды выражается зависимостью

$$V=\sum_{i=1}^{n} f(x_i, y_i)\,\Delta S_i$$

Умножив и разделив правую часть выражения на одно и то же натуральное число n получим

$$V=\frac{\sum_{i=1}^{n} f(x_i, y_i)}{n}\Delta S_1 n$$

Заметим, что

$$\lim_{\substack{n\to\infty \\ \Delta Si\to 0}} \frac{\sum_{i=1}^{n} f(x_i, y_i)}{n}\Delta S_1 n=\lim_{n\to\infty}\frac{\sum_{i=1}^{n} hi}{n}\Delta Sin=\overline{h}S$$

Итак имеем

$$V=\overline{h}S \qquad (1)$$

где $\overline{h}$ — среднее значение отметки поверхности по контуру сечения;
S — площадь контура;
n — число нивелирных точек;
hi — рабочие отметки поверхности;
ΔSi — площадь элементарного квадрата разбиения.

Если уравнение поверхности в определенной области поддается аналитическому выражению, то рациональнее воспользоваться формулой

$$V=\lim_{\Delta S\to 0}\sum_{i=1}^{n} f(x, y)\Delta S=\iint_S f(x, y)\,dS,$$

а наиболее точное численное ее значение получается прибегая к помощи ЭВМ.

Применив к последнему выражению теорему о среднем, получим аналогичное (1) выражение

$$V=\overline{h}S \quad \text{где} \quad \overline{h}=\frac{1}{S}\iint_S f(x, y)\,dS.$$

В процессе планировки по воде в чек падает столько воды, чтобы к началу выборочной планировки уровень воды в чеке едва прикрывал самые высокие участки его. Это создает достаточную наглядность выполнения работ и проходимость планирующего агрегата. В дальнейшем по ходу выполнения работ уровень воды в чеке плавно понижают. При этом условие непрерывности технологического процесса выборочной планировки записывается в виде

$$\frac{dw}{dt}=\frac{dM}{dt} \qquad (2)$$

т. е. скорость сброса воды с чека равна темпу производства работ.

где м — объем воды в чеке, м³,

w — объем земляных работ, м³.

Время, затрачиваемое на сброс воды с чека, определяется по известной формуле гидравлики, исходя из теории истечения жидкости из отверстий при переменном напоре

$$t=\frac{2F}{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}\left(\sqrt{H_0}-\sqrt{h}\right) \qquad (3)$$

где t — мремя;

F — площадь чека;

μ_0 — коэффициент расхода водовыпуска; $\mu_0=0{,}6$;

ω — площадь сечения водовыпуска;

H_0 — начальный уровень воды в чеке;

h — уровень воды в чеке по истечении времени;

g — ускорение свободного падения;

n — число водовыпусков.

Время истечения воды из чека за период выборочной планировки или же полное время сброса воды с чека за период выборочной планировки или же полное время сброса воды с чека определяется, подставляя в формулу значения $h=5$ см и $h=0$ соответственно.

Объем срезок W и объем воды в чеке M вычисляют соответственно по формулам

$$W=(\overline{h}-h)S=\overline{H}cS \qquad (4)$$

$$M=hF \qquad (5)$$

где h — уровень воды в чеке;

$\overline{h}$ — среднее значение срезок, превышающих h; $\overline{h}=\frac{\Sigma h_0}{n_0}$;

h_0 — рабочая отметка (превышающая) поверхности чека в местах срезок;

n_0 — число отрицательных нивелирных точек;

S — площадь спланированной поверхности чека или же суммарная площадь горизонтальных площадок, отсекаемая плоскостью, проведенной на высоте уровня воды в чеке;

F — площадь чека;

$\overline{H}c$ — среднее значение срезок относительно плоскости воды в чеке.

Продифференцировав выражения (4) и (5) по времени будем иметь

$$\frac{dM}{dt}=F\frac{dh}{dt} \qquad (6)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t}=\frac{\partial W}{dHc}\frac{\partial\overline{Hc}}{dt}+\frac{\partial W}{\partial S}\frac{dS}{dt}=S\frac{dHc}{dt}+Hc\frac{dS}{dt}=$$

$$=Sd\frac{(\overline{h}-h)}{dt}+(\overline{h}-h)\frac{dS}{dt}=S\frac{d\overline{h}}{dt}-S\frac{dh}{dt}+(\overline{h}-h)\frac{dS}{dt};$$

Заметим, что

$$\frac{d\overline{h}}{dt}=\frac{H_0-\overline{h}_c}{t}=\frac{(H_0-\overline{h}_c)\,n\mu_0\omega\sqrt{2g}}{2F(\sqrt{H_0}-\sqrt{ч_к})}$$

где $\overline{h}_c$ — среднее значение срезки;

$h_к$ — конечный уровень воды в чеке после выборочной планировки. $h_к=5$ см.

обозначим

$$\delta=\frac{(H_0-\overline{h}_c)\,n\mu_0\omega\sqrt{2g}}{2(\sqrt{H_0}-\sqrt{h_к})}.$$

$$\frac{dW}{dt}=S\left(\frac{\delta}{F}-\frac{dh}{dt}\right)+\frac{dS}{dt}(\overline{h}-h)$$

Условие (2) примет вид

$$F\frac{dh}{dt}=S\left(\frac{\delta}{F}-\frac{dh}{dt}\right)+\frac{dS}{dt}(\overline{h}-h)$$

или же

$$\frac{dS}{dt}(\overline{h}-h)=\frac{dh}{dt}(F+S)-\frac{S}{F}\delta.$$

Используя правило дифференцирования обратной функции запишем

$$\frac{dS}{dt}(\overline{h}-h)=\frac{F+S}{\frac{dt}{d\overline{h}}}-\frac{S}{F}\delta. \qquad (7)$$

Дифференцируя выражение (3) получим

$$\frac{dt}{d\overline{h}}=\frac{F}{n\mu_0\omega\sqrt{2gh}} \qquad (8)$$

Подставка (8) в (7) дает

$$\frac{dS}{dt}(\overline{h}-h)=\frac{F+S}{F}n\mu_0\omega\sqrt{2gh}-\frac{S}{F}\delta.$$

После соответствующих преобразований получим линейное неоднородное дифференциальное уравнение первого порядка

$$\frac{dS}{dt} - \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2gh-\delta}}{F\overline{H}_c} S = \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2gh}}{\overline{H}} \quad (9)$$

Введем обозначение

$$\lambda = \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2gh}}{\overline{H}_c}$$

Упрощенное выражение (9) примет вид

$$\frac{dS}{dt} - \frac{\lambda-\delta/\overline{H}_c}{F} S = \lambda. \quad (10)$$

Общее решение уравнения (10) определяетя в виде

$$S = c\,1^{\frac{\lambda-\delta/\overline{H}_c}{F}t} - \frac{\lambda F}{\lambda-\delta/H_c}$$

Граничное условие $S|_{t=0} = 0$ т. е.

$$c\,1^{\frac{\lambda-\delta/\overline{H}_c}{F}\cdot 0} - \frac{\lambda F}{\lambda-\delta/\overline{H}_c} = 0$$

дает значение константы

$$C = \frac{\lambda F}{\lambda-\delta/\overline{H}_c}$$

После подстановки значения постоянной общее решение дифференциального уравнения примет вид

$$S = \frac{\lambda F}{\lambda-\delta/\overline{H}_c}\left(1^{\frac{\lambda-\delta/\overline{H}_c}{F}t} - 1\right) \quad (11)$$

Определив из (3)

$$h = \left(\sqrt{H_0} - \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}{2F}t\right)^2$$

выразим значение λ через параметр t

$$\lambda_t = \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}{\overline{H}_c}\left(\sqrt{H_0} - \frac{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}{2F}t\right)$$

С учетом последнего уравнение площади спланированной поверхности примет вид

$$S(t) = \frac{\lambda_1 F}{\lambda_1 - \delta/\overline{H}_c}\left(1^{\frac{\lambda_1-\delta/\overline{H}_c}{F}t} - 1\right) \quad (12)$$

или же подставляя (3) в (11) определим зависимость площади спланированой поверхности от уровня воды в чеке

$$S(h) = \frac{\lambda F}{\lambda-\delta/\overline{H}_c}\left(1^{\frac{2(\sqrt{H_0}-\sqrt{h})(\lambda-\delta/\overline{H}_c}{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}} - 1\right) \quad (13)$$

Дифференцируя уравнения (12) и (13) по времени t получим формулы производительности планировки рисовых чеков по воде соответственно

$$\Pi(t) = 1^{\frac{\lambda_1-\delta/\overline{H}_c}{F}}\left[\lambda_1\left(1 - \frac{gt(n\mu_0\omega)^2}{F(\lambda_t\ \delta-/\overline{H}_c} + \right.\right.$$

$$\left.\left. + \left(\frac{n\mu_0\omega}{\lambda_1 - \delta/\overline{H}_c}\right)^2\right] - \left(\frac{n\mu_0\omega}{\lambda_1 - \delta/\overline{H}_c}\right)^2 \quad (14)$$

Введя обозначение $\sigma = \lambda_1 - \delta/\overline{H}_c$ $\varrho = n\mu_0\omega$ уравнение (14) примет вид

$$\Pi(t) = 1^{\frac{\sigma}{F}t}\left[\lambda_1\left(1 - \frac{gt\varrho^2}{F\sigma}\right) + \frac{\sigma^2}{\varrho^2}\right] - \frac{\varrho^2}{\sigma^2}.$$

Аналогичным образом определяется формула производительности в функции от уровня воды в чеке, подставляя в (14) значения λ и t

$$\Pi(h) = 1^{\frac{2(\sqrt{H_0}-h)(\lambda-\delta/\overline{H}_c}{n\mu_0\omega\sqrt{2g}}} +$$

$$+ \left[\gamma\left(1 - \frac{n\mu_0\omega(\sqrt{H_0}-\sqrt{h})\sqrt{2g}}{\lambda-\delta/\overline{H}_c}\right)\right.$$

$$\left(\frac{n\mu_0\omega}{\lambda-\delta/\overline{H_c}}\right)^2\Bigg] \quad \left(\frac{n\mu_0\omega}{\lambda-\delta/\overline{H_c}}\right)^2 \tag{15}$$

заменяя

$$\sigma_1=\lambda-\delta/\overline{H_c}$$

$$\varrho_1=n\mu_0\omega$$

последнее уравнение записывается в виде

$$\Pi_{(h)}=1\frac{\sigma_1(\sqrt{H_0}-\sqrt{h})\sqrt{2}}{\varrho_1\sqrt{g}}\left[\lambda\left(1-\frac{\sigma_1(\sqrt{H_0}-\sqrt{h})\sqrt{2g}}{1\sigma}\right)+\right.$$

$$\left.+\frac{\varrho_1^2}{\sigma_1^2}\right]-\frac{\varrho_1^2}{\sigma_1^2}.$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На современном этапе развития производительных сил региона геодинамические и гидрогеологические исследования выдвинулись в число приоритетных направлений науки. Многие аспекты рассматриваемых проблем имеют, как это показано в статьях настоящего сборника, четко выраженную гидрогеологическую, геодинамическую и инженерно-геологическую направленность. Рассмотрение в одном сборнике этих проблем не случайно и свидетельствует о необходимости соблюдения системно-структурного подхода при изучении естественных природных объектов, включающих твердые, жидкие и газообразные компоненты взаимодействующие между собой. По своему содержанию статьи сборника можно условно подразделить на три части. В первой из них отражены ставшие уже традиционными в Дагестане научные направления, основополагающие идеи которых носят флюидогеодинамический характер. С этих позиций, на конкретных геоструктурах региона рассмотрены фундаментальные аспекты гидрогеотермии, геодинамики и гидрогеологии глубоких структурных горизонтов. Для реконструкции уровенного режима внутренних водоемов использована аналогия между Чиркейским водохранилищем и Каспийской впадиной, которая позволяет иллюстрировать связь водной массы на дневной поверхности с флюидизированными объемами горных пород в субстрате. Во второй части сборника рассмотрены гидрогеологические вопросы, связанные с оценкой ресурсов, гидрогеохимическими и гидрогеодинамическими условиями формирования и размещения различных типов подземных вод. Третья часть сборника посвящена преимущественно прикладным аспектам гидрогеологии, основанным на конкретном материале и отличаются новыми методическими подходами к их обработке.

Вопросы, рассмотренные в настоящем сборнике, делают его интересным и полезным для широкого круга специалистов, занимающихся изучением проблем гидрогеологии, геодинамики и инженерной геологии Дагестана и прилегающих территорий Восточно-Предкавказского региона.

УДК 550.36.

Некоторые фундаментальные проблемы гидрогеотермии (В. В. Суетнов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 4—7.

Рассмотрены два фундаментальных аспекта гидрогеотермии: очага тепла и возобновляемый характер гидроресурсов. На примере конкретных геоструктур на территории Дагестана показано, что очаги связаны с нетрадиционными геологическими объектами, флюидизация которых имеет возобновляемый характер.

УДК 550.36. (470.6)

О концепциях коровой гидрогеотермосферы в Терско-Каспийском прогибе, и горячей точки Земли на Кавказе в связи с генезисом подземных вод (М. К. Курбанов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 8—19.

Рассматривается модель и дается определение коровой гидрогеотермосферы в качестве крупнейших гидрогеологических структур. Обсуждается ранее выдвинутая концепция о горячей точке Земли на Кавказе, приводятся изотопные анализы гелия (3/4) и аргона (40/36), подтверждающих в какой-то степени идеи автора, приводятся закономерности формирования подземных вод основных структурно-гидрогеологических этажей осадочной толщи Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. Табл. 1, библ. 17.

УДК 556.3

Оценка интенсивности и масштабов вертикального водообм«ена в подземной гидросфере (С. А. Каспаров) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 20—23.

Наряду с известной стратификацией подземной гидросферы рассмотрены аномалии, свидетельствующие о субвертикальном водообмене. На примере замкнутых водоемов намечаются пути балансовых расчетов с целью определения интенсивности такого водообмена. Периодическая интенсификация водообмена — это новый элемент, который необходимо учитывать в расчетах.

УДК 556.3.01. (470.6)

Некоторые проблемные вопросы гидрогеологии глубоких структурных горизонтов Восточного Предкавказья (Д. А. Дибиров) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 24—31.

Исходя из достигнутого уровня знаний о подземных водах мезозойских отложений, их генезиса, характера распространения, гидродинамических, гидрохимических условий оценено современное состояние гидрогеологической изученности и освещены некоторые региональные проблемы гидрогеологии и гидродинамики глубоких структурных горизонтов с позиции исследования закономерностей формирования глубокого подземного стока.

Библ. 10.

УДК 551.35

Геодинамические аспекты прогнозирования уровня внутренних морей (С. А. Каспаров, Н. О. Магомаева) / Особенности геодинаамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 32—35.

Проблемы научного обоснования уровенного режима Каспийского моря рассмотрены с новых геодинамических позиций, однако все другие подходы не исключаются, а рассмотрены в комплексе.

Учтены некоторые особенности поровой инфраструктуры и осадочного чехла, которые проливают свет на проблему резервирования некоторых объемов воды. Прогноз уровенного режима основан на познании периодичности геодинамической активизации.

УДК 551.761 (470.67)

Раздвиги пластов, их разновидности, роль в развитии складчатости Дагестана и значение при поисках нефти (М. И. Исрапилов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 36—43.

Рассмотрены раздвиги пластов карбонатов нижнего мела и верхней юры в Горном Дагестане. Показано, что диапировое выжимание пластичных глин, вызванные этим раздвиги пластов карбонатов в сводах антиклиналей с откалыванием, относом от основного массива крупных глыб и плато и не денудационные процессы являются ведущими факторами формирования структурного плана Горного Дагестана.

Высказано мнение, что при существующей методике, из-за широкого развития раздвигов пластов в сводах антиклиналей, в Предгорном Дагестане поиски УВ не могут быть успешными. Показана возможность наличия неантиклинальных скоплений УВ на крыльевых зонах складок в отложениях верхней юры, нижнего мела.

Библ. 7 назв., рис. 1.

УДК 552.523 (470.6)

Закономерности уплотнения глин в пределах различных тектонических структур Восточного Предкавказья (М. Х. Джамалудинов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 44—48.

В статье рассматриваются особенности изменения пористости глин с глубиной в пределах различных геотектонических зон Восточного Предкавказья, роль различных факторов в этом процессе.

На основании более 600 определений пористости глин построены кривые уплотнения, характеризующие этот процесс в разных геотектонических обстановках. Анализ этих кривых показывает, что все они в целом подчиняются

логарифмической зависимости пористости глин от глубины. Вместе с тем, каждая из этих кривых отражает историю геологического развития и связанные с ним особенности уплотнения отдельного геотектонического элемента.

Рис. 1, библ. 12 назв.

УДК 622.248.381

Некоторые особенности проявления АВПД в тектонически активных зонах Предгорного Дагестана (К. А. Сабанаев, Б. М. Сейтнев, З. Н. Махмудов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 49—52.

В работе рассмотрены возможные причины возникновения АВПД в Майкопских глинах Предгорного Дагестана.

На основе анализа проявление АВПД, впервые вся территория Предгорного Дагестана разделена на три группы площадей, что позволит проектировать наиболее оптимальные режимы бурения и существенно снизить аварийность при проводке скважин.

Библ. 4 назв., рис. 1.

УДК 553.7 : 556.314 (470.67)

Общие закономерности формирования подземных вод в зоне сочленения Кавказского орогена и передового Терско-Каспийского прогиба (Н. Н. Добродный, А. Б. Мегаев) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39— с. 53—57.

На основе анализа структурно-тектонической обстановки региона приводится принципиальная схема формирования гидродинамических условий водоносных комплексов мезозойского и кайнозойского гидрогеологических этажей. Описывается своеобразная гидрогеохимическая зональность и распространение подземных вод различного генезиса в пределах конкретных площадей и всего региона.

Выявленные в пределах района исследований газогидрогеохимические закономерности размещения различных типов подземных вод, в том числе и минеральных, позволяют уверенно прогнозировать новые перспективные участки для постановки разведочных работ на термоминеральные воды.

Библ. 3.

УДК 551.491.5

Изучение геофильтрационного поля Северо-Дагестанского побережья Каспия (З. З. Мавраева, Ю. Г. Шейхов) / Особенности гидродинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 58—63.

В статье дается оценка подземного стока из верхнего плиоцена в Каспийское море, выделяется область субмаринной разгрузки напорных слаботермальных вод. На основе экстраполяции фактических данных в акваторию моря, строится прогнозная карта абсолютных пьезометрических уровней.

Библ. 3 назв., ил. 4.

УДК 553.7.

Гидрогеологические особенности месторождений минеральных вод северо-западной части Самхито-Карабахской структурно-формационной зоны Малого

Кавказа (Р. И. Аликулиев, О. М. Ахмедова, А. М. Бабаев) / Особенности гидродинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 64—72.

Рассмотрены гидрогеологические особенности месторождений минеральных вод северо-западной части Самхито-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. Формирование и распространение минеральных вод связываются с историей геологического развития и палеогидрогеологическими условиями региона, выделены области с различными физико-химическими свойствами минеральных вод.

Библ. 5, табл. 1.

УДК 628.112.2

Граница зоны влияния непроницаемого контура на производительность группового водозабора подземных вод (О. М. Омардибиров) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 73—76.

В статье рассматриваются теоретические предпосылки установления границы зоны влияния непроницаемого контура на производительность группового водозабора. В зависимости от параметров пьезопроводности водоносных горизонтов установлены границы, при которых возможна замена расчетной схемы полуограниченного пласта с одним непроницаемым контуром на неограниченный пласт.

Библ. 4 назв., рис. 1, табл. 2.

УДК 550.361.

О температурном режиме осадков Каспийского моря в связи с изучением гидротермальной активности (В. В. Суетнов, Е. А. Никульшина) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — 77—81.

Теоретически установлена глубина проникновения температурных волн, связанных с сезонными колебаниями температуры. Изучение вклада инсоляции в общий тепловой поток донных осадков позволит выявить пространственные изменения глубинной составляющей теплового потока и установить факторы, влияющие на ее вариации.

Библ. 5 назв., рис. 2.

УДК 550.40

К вопросу типизации сульфидных вод Дагестана и формированию их химического состава (Т. М. Сулжиева, М. Х. Джамалудинов, Т. С. Янковская) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 82—90.

В работе рассмотрены генетические типы сероводородных вод Дагестана, условия формирования их химического состава и геохимических особенностей. Установлено, что в Дагестане выделяется три генетические группы сероводородных вод: 1) перегретые рассолы морского происхождения с сероводородом термохимической генерации; 2) рассолы и воды смешанного происхождения с современным процессом биохимической сульфатредукции; 3) инфильтрацион-

ные воды выщелачивания, также с современным процессом биохимической сульфатредукции, формрующиеся в условиях значительного водообмена.

Библ. 4 назв., табл. 4.

УДК 50262

Об охране геологической среды в процессе разработки месторождений термальных вод (на примере Тарумовского месторождения) (Д. А. Дибиров, Т. М. Сулжиева) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 91—92.

Эксплуатация месторождений термальных вод высокой минерализации неизбежно оказывает существенное влияние на экологическую обстановку региона. На примере Тарумовского месторождения термальных вод обосновывается целесообразность создания подземных циркуляционных систем (ПЦС), как одного из вариантов, способствующих рациональному освоению геотермальных ресурсов и охраны геологической среды.

Библ. 2, табл. 1.

УДК 614 (470.67)

Рекреационные ресурсы Каякент-Берикейского курортного района и их рациональное эколого-экономическое использование (Л. М. Курбанова / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 93—95.

В статье рассматрваются экологические и экономические аспекты использования рекреационных ресурсов Каякент-Берикейского взморья, в частности, воздействие минеральных вод на окружающую среду — структуру почв, побережье Каспийского моря, атмосферу. Приводятся сведения о составе минеральных источников и грязей и их бальнеологическом значении. Обосновывается необходмость очистки и комплексной утилизации термальных минеральных вод.

Библ. 7 назв.

УДК 550.845 (470.6)

Гидрохимические особенности пластовых вод продуктивных комплексов триаса Равнинного Дагестана (М. О. Джабраилов, Е. М. Ланде, Л. А. Ройтман, М. Я. Вербицкая) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 96—102.

В статье приводятся данные о гидрохимии и составе пластовых вод анизийских и нефтекумских пород Равнинного Дагестана. На основании особенностей изменения минерализации вод по стратиграфическому разрезу Сухокумской группы поднятий, Таловского выступа и южного борта Манычского прогиба делается вывод о гидродинамической закрытости триасовых отложений в пределах восточной части района.

На основании установленных закономерностей сделан вывод о хороших условиях сохранности залежей в триасовых отложениях Восточно-Манычского прогиба и Кочубеевской зоны.

Табл. 1, рис. 1.

УДК 553.7

Особенности формирования химического состава минеральных вод Кельбаджар-Истисуинской синклинальной полосы Малого Кавказа (А. М. Бабаев, Ф. Д. Ханларов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39—с. 103—107.

В статье на основании большого практического материала отмечается, что данные изотопических вариаций водорода и кислорода подтверждают инфильтрационную природу исследованных вод. В формировании минеральных вод Кельбаджар-Истисуинской синклинальной полосы ведущую роль играют геотектонические условия территории, глубинные тектонические структуры и характер вулканизма.

Библ. 4 назв.

УДК 556.3 (470.67)

Гидрогеохимическая типизация подземных вод в качестве устойчивых ионно-минеральных ассоциаций (П. К. Тумалаева, К. Д. Джабраилова) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 108—118.

В статье рассматривается применимость гидрогеохимической классификации Л. С. Балашова на примере подземных вод Дагестана.

Табл. 1, библ. 1.

УДК 556.3 : 550.42 (470.67)

Закономерности распределения микроэлементов в глубоких подземных водах Восточного Предкавказья (П. К. Тумалаева) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 119—122.

В статье рассматриваются особенности распространения иода, брома, бора, редких щелочных элементов и стронция в подземных водах мезозойских отложений Восточного Предкавказья. Пластовые воды мезозойских отложений этого бассейна рассматриваются как гидроминеральное сырье, отсюда и необходимость изучения закономерностей распределения в них микрокомпонентов.

Библ. 4, табл. 2.

УДК 536.242

Термоконвекция в нарушенных геологических средах (Г. М. Гайдаров, Х. Г. Магомедбеков, Ш. С. Осман-Заде) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 123—126.

В работе исследуется конвективный тепло-массообмен в замкнутой модельной системе, которая состоит из четырех пересекающих пористых каналов, расположенных в непроницаемом массиве горных пород.

Доказана возможность существования термоконвективных структур в нарушенных геологических средах. Показано качественно различное поведение системы при различных значениях числа Релея.

Библ. 4 назв., ил. 2.

УДК 550.361.4 : 628.112.2

Оптимальный диаметр фонтанирующей термальной скважины (Г. М. Гайдаров, А. Б. Алхасов, Ш. А. Гаджиев, З. Д. Абуев) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 127—131.

В статье рассматриваются вопросы оптимизации диаметра эксплуатационной лифтовой колонны термальной скважины. Расчеты по оптимизации диаметра проведены ориентируясь на получение минимума себестоимости 1 м³ добываемой воды.

Библ. 3 назв., ил. 1, табл. 2.

УДК 550.837.22 : 624. 551.1

Исследование динамики уровня подземных вод геоэлектрическим методом (Ш. Г. Идармачев, Б. Гамзатов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 132—137.

Рассматриваются результаты наблюдений за вариациями во времени кажущегося сопротивления массива горных пород и уровня воды в пьезометрической скважине вблизи плотины Чиркейской ГЭС. Эти вариации связываются с изменением уровня воды в водохранилище. Показано, что уровень грунтовых вод, определенный по данным ВЭЗ, не совпадает с пьезометрическим уровнем воды в скважине, причем в момент достижения максимума уровня воды в водохранилище, уровень подземных вод отстает на 17—20 м от уровня воды в скважине.

Библ. 3 назв., рис. 2.

УДК 624.131.1 (470.67)

Районирование территории Дагестанской АССР по проявлению экзогенных геологических процессов (Ш. Г. Абдулкеримов, Н. Л. Ревелис, Б. Д. Тагиров) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 138—146.

Детализирована схема инженерно-геологического районирования территории Дагестана, выполненная на структурно-формационной основе с учетом новых факторов в значительной степени предопределяющих инженерно-геологические условия региона. Дана характеристика выделенных районов и подрайонов.

Библ. 5, рис. 1.

УДК 553.98.061.4/7 : 551.763/782 (470.67)

Геохимические особенности природных резервуаров Терско-Сулакской впадены (Д. А. Мирзоев, Л. И. Джапаридзе, В. Г. Сурхаева, В. М. Дарманов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 147—155.

В разрезе меловых и палеоген-неогеновых отложений Терско-Сулакской впадины выделены региональные проницаемые и изолирующие компленксы пород, приведены результаты изучения геохимических условий осадкообразования, закономерностей распределения органического вещества и битумоидов в различных по литологическому составу и возрасту породах, слагающих коллекторы и флюидоупоры. По геохимическим данным отмечена повышенная проницаемость глинистых пород нижней части олигоцен-нижнемиоценовой толщи.

Ил. 2, табл. 1.

УДК 556.3

Распределение стабильных изотопов водорода и кислорода в водах рек и атмосферных осадках Дагестана (Л. Д. Осика, Д. Г. Осика) Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 156—157.

Рассматрваются результаты первых исследований изотопного состава вод поверхностного стока и атмосферных осадков в пределах северного и северо-восточного склона Кавказа на территории Дагестана. При этом установлено утяжеление изотопного состава вод рек по мере стока воды в Каспийское море за счет разгрузки глубинных подземных минеральных и термальных вод. Устанавливаются также различия в изотопии водорода и кислорода атмосферных осадков в пределах Предгорного Дагестана от направления господствующих ветров. Ветры северо-западных румбов, особенно в осенние и зимние месяцы приносят изотопно-легкие дожди и снега. Осадки летних месяцев привносимые со стороны Каспийского моря — изотопно-тяжелые.

УДК 551.241.001.55.

К вопросу о математическом моделировании процесса планировки рисовых чеков по воде (Т. Г. Гасанов) / Особенности геодинамики и гидрогеологии подземных вод Дагестана: Тр. АН СССР, Даг. фил. Ин-т геологии, 1989. Вып. 39 — с. 158—164.

Технологический процесс планировки по воде представляет собой процесс создания ровной горизонтальной поверхности чека, пользуясь ориентиром уровня воды залитого чека. При этом технологический процесс включает два последовательных этапа работ — выборочную планировку со значительным объемом земляных работ и сплошную планировку-заглаживание. С точки зрения математического моделирования выборочная планировка по воде представляет собой процесс перемещения почвогрунта, расположенного над секущей горизонтальной плоскостью в местах срезок под эту плоскость, в местах подсыпок и образованных там временных насыпей. Рассматривая плоскость чека как некую геометрическую поверхность можно найти зависимость производительности от времени и уровня воды в чеке.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

В. В. Суетнов. Некоторые фундаментальные проблемы гидрогеотермии 4

М. К. Курбанов. О концепциях коровой гидрогеотермосферы в Терско-Каспийском прогибе и горячей точки Земли на Кавказе в связи с генезисом подземных вод 8

С. А. Каспаров. Оценка интенсивности и масштабов вертикального водообмена в подземной гидросфере 20

Д. А. Дибиров. Некоторые проблемные вопросы гидрогеологии глубоких структурных горизонтов Восточного Предкавказья 24

С. А. Каспаров, Н. О. Магомаева. Геодинамические аспекты прогнозирования уровня внутренних морей 32

М. И. Исрапилов. Раздвиги пластов, их разновидности, роль в развитии складчатости Дагестана и значение при поисках нефти 36

М. Х. Джамалудинов. Закономерности уплотнения глин в пределах различных тектонических структур Восточного Предкавказья . . . 44

К. А. Сабанаев, Б. М. Сейтиев, З. Н. Махмудов. Некоторые особенности проявления АВПД в тектонически активных зонах Предгорного Дагестана 49

Н. Н. Доброродный, А. Б. Мегаев. Общие закономерности формирования подземных вод в зоне сочленения Кавказского орогена и передового Терско-Каспийского прогиба 53

З. З. Мавраева, Ю. Г. Шейхов. Изучение геофильтрационного поля Северо-Дагестанского побережья Каспия 58

Р. И. Аликулиева, О. М. Ахмедова, А. М. Бабаев. Гидрогеологические особенности месторождений минеральных вод северо-западной части Самхито-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа . 64

О. М. Омардибиров. Граница зоны влияния непроницаемого контура на производительность группового водозабора подземных вод . . . 73

В. В. Суетнов, Е. А. Никульшина. О температурном режиме осадков Каспийского моря в связи с изучением гидротермальной активности . . 77

Т. М. Сулжиева, М. Х. Джамалудинов, Т. С. Янковская. К вопросу типизации сульфидных вод Дагестана и формированию их химического состава 82

Д. А. Дибиров, Т. М. Сулжиева. Об охране геологической среды в процессе разработки месторождений термальных вод (на примере Тарумовского месторождения) 91

Л. М. Курбанова. Рекреационные ресурсы Каякент-Берикейского курортного района и их рациональное эколого-экономическое использование 93

М. О. Джабраилов, Е. М. Ланда, Л. А. Ройтман, М. Я. Вербицкая. Гидрохимические особенности пластовых вод продуктивных комплексов триаса Равнинного Дагестана 96

А. М. Бабаев, Ф. Д. Ханларов. Особенности формирования химического состава минеральных вод Кельбаджар-Истисуинской синклинальной полосы Малого Кавказа 103

П. К. Тумалаева, К. Д. Джабраилова. Гидрогеохимическая типизация подземных вод в качестве устойчивых ионно-минеральных ассоциаций 108

П. К. Тумалаева. Закономерности распределения микроэлементов в глубоких подземных водах Восточного Предкавказья 119

Г. М. Гайдаров, Х. Г. Магомедбеков, Ш. С. Осман-Заде. Термоконвекция в нарушенных геологических средах 123

Г. М. Гайдаров, А. Б. Алхасов, Ш. А. Гаджиев, З. Д. Абуев. Оптимальный диаметр фонтанирующей термальной скважины 127

Ш. Г. Идармачев, Б. Гамзатов. Исследование динамики уровня подземных вод геоэлектрическим методом 132

Ш. Г. Абдулкеримов И. Л. Ревелис, Б. Д. Тагиров. Районирование территории Дагестанской АССР по проявлению экзогенных геологических процессов 138

Д. А. Мирзоев, Л. И. Джапаридзе, В. Г. Сурхаева, В. М. Дарманов. Геохимические особенности природных резервуаров Терско-Сулакской впадины 147

Л. Д. Осика, Д. Г. Осика. Распределение стабильных изотопов водорода и кислорода в водах рек и атмосферных осадках Дагестана . . . 156

Т. Г. Гасанов. К вопросу о математическом моделировании процесса планировки рисовых чеков по воде 158

Заключение 165

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА

Сборник статей

Редактор Т. Б. Гаджиева
Технический редактор В. Н. Силина

Н/К

Сдано в набор 1.12.89. Подписано в печать 20.12.89. С 01561.
Формат 60×90 1/16. Бумага типографская № 2.
Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Печ. л. 11.
Уч.-изд. л. 11,725. Тираж 300. Зак. 1174. Цена 90 коп.

Дагестанский филиал АН СССР
Махачкала, ул. М. Гаджиева, 45.

Типография Дагестанского филиала АН СССР
Махачкала, 5-й жилгородок, корпус 10.