П-149

КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР

Вып. 11

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КАРЕЛЬСКОЙ АССР
ПЕТРОЗАВОДСК
1959

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI
1959

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КАРЕЛЬСКОЙ АССР
ПЕТРОЗАВОДСК
1959

Печатается по постановлению президиума
Карельского филиала Академии наук СССР

Ответственный редактор кандидат геолого-минералогических наук Г. С. БИСКЭ

№ 24372
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Киргизской ССР

П. А. БОРИСОВ и А. П. ВАСИЛЬЕВСКИЙ

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К СОЗДАНИЮ В КАССР МОЩНОЙ КАМНЕДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

I

Естественные каменные строительные материалы в современную эпоху грандиозного строительства, связанного с послевоенным восстановительным строительством и вновь возводимыми монументальными сооружениями, приобретают в нашей стране особое значение.

Преимущества природного камня перед искусственными строительными материалами общеизвестны. Механическая прочность его, погодоустойчивость, способность противостоять агрессивному влиянию пресных и соленых вод, морозу, возможность получения крупных блоков, с одной стороны, и, с другой, выдающиеся художественно-декоративные свойства естественных твердых горных пород — все это делает их во многих случаях незаменимым строительным материалом в монументальном зодчестве, городском, промышленном и дорожном строительстве, в гидротехнических сооружениях и пр.

Пути использования естественного камня действительно многообразны. Необработанный камень применяется в виде бутового материала при кладке фундаментов, строительстве дамб, волноломов, железнодорожных насыпей и пр. В обработанном виде — в грубой или тонкой обтеске или в полированном виде — камень идет в огромных количествах на монументальное строительство и художественно-архитектурное оформление зданий (облицовка, колонны, архитектурные детали, лестничные ступени, цоколи, панели, полы, подоконники и пр.).

Незаменим каменный материал для скульптур, памятников, надгробий, постаментов.

Естественный камень широко применяется в дорожном строительстве для шоссировки дорог, облицовки мостовых устоев, для поребриков, мостовой брусчатки, тротуарных плит; всякого рода гидротехнические сооружения, и в том числе строительство гидростанций, плотин, не может обойтись без естественного камня.

Многие виды каменных горных пород дают дефибрерный камень для бумажно-целлюлозной промышленности и абразивный материал (точильные круги и бруски). Некоторые камни (кварциты и песчаники, тальковый камень и пр.) имеют практическое значение как огнеупорный или кислотоупорный материал.

Каменные строительные материалы, удовлетворяющие техническим и эстетическим требованиям современного строительства, по своему происхождению принадлежат в большинстве случаев к изверженным породам — продуктам кристаллизации расплавленных силикатных магм или к метаморфическим горным породам, первичный материал которых нацело перекристаллизовался под воздействием сложных процессов преобразования, идущих в глубинах земных недр.

Горные породы осадочного происхождения (известняки и другие карбонатные породы, песчаники, вулканические и другие туфы, глинистые породы и пр.), недостаточно метаморфизованные по сравнению с полнокристаллическими породами магматического и метаморфического происхождения, имеют меньшее значение в качестве стойкого каменного строительного материала и, в особенности, в качестве декоративно-художественного камня.

Область распространения кристаллических метаморфизованных пород в европейской части СССР приурочена к определенным территориям, геологическое строение которых обязано интенсивному проявлению магматической деятельности, а также многосторонним и разнообразным процессам регионального метаморфизма.

Нигде эти процессы не достигали таких масштабов, как в областях развития наиболее древних геологических формаций, и в особенности формаций архея и протерозоя, т. е. в тех областях докембрия, которые мы наблюдаем, например, в геологическом строении Карелии, Мурманской области и Украины. Потенциальные возможности Украины, постоянно снабжающей современное строительство строительными и декоративными камнями, не велики по ассортименту камня, а часто и по масштабам его залежей. Неограниченные в этих отношениях перспективы должны связываться с такими классическими площадями развития кристаллических магматических и метаморфических пород докембрия, как территории КАССР и Мурманской области, входящие в состав Балтийского кристаллического щита.

Ресурсы каменных строительных материалов Мурманской области по своему разнообразию грандиозны и неповторимы в СССР, но степень их изученности и разведанности совершенно ничтожна, а трудности освоения их, по транспортным, климатическим условиям и удаленности от центров крупного строительства не требуют доказательств. Таким образом, каменные породы Мурмана пока представляют практический интерес более или менее отдаленного будущего и в настоящее время являются только огромным резервом естественных строительных материалов, опыт применения которых почти неизвестен, если не считать единичных случаев небольшого местного строительства. Иначе должны расцениваться докембрийские недра КАССР, как источник каменных строительных материалов.

Уже историческая двухсотлетняя практика широкого использования карельских каменных строительных и декоративных материалов (гранитов, диабазов, мраморов, кристаллических сланцев, песчаников, кварцито-песчаников, кварцитов, вулканических брекчий) служит убедительным свидетельством того, что Карелия обладает огромными ресурсами строительного камня, месторождения которого начали эксплуатироваться еще во второй половине XVIII столетия и некоторые из них разрабатывались вплоть до Великой Отечественной войны.

Достаточно напомнить, что Карелия являлась главной сырьевой базой декоративного и строительного камня в период расцвета русского зодчества XVIII и первой половины XIX веков, когда возводились монументальные сооружения старого Петербурга и царских

резиденций в б. Царском Селе, в Петергофе, Стрельне, Ораниенбауме, Павловске.

Карельский камень высоко ценили такие великие зодчие прошлого как Растрелли, Росси, Баженов, Воронихин, Захаров, Стасов, Кваренги, Монферран и др. В строительстве времен Елизаветы и Екатерины II и их придворного зодчего Растрелли карельский мрамор и гранит завоевали себе признание, как высококачественный строительный материал, широко использованный при архитектурном оформлении Смольного монастыря, Строгановского дворца, Зимнего дворца в Петербурге и Екатерининского дворца в Царском Селе (ныне г. Пушкин).

Замечательные строители эпохи создания русского ампира в XIX веке продолжали применять в огромных количествах карельский декоративный камень при сооружении в Петербурге Казанского и Исаакиевского соборов, Таврического дворца, зданий Биржи, Адмиралтейства, Академии художеств, Инженерного замка, Эрмитажа и многих других. Исаакиевский собор, законченный постройкой в 1859 г. архитектором Монферраном, за исключением гранитных наружных колонн и внутренних приалтарных колонн из уральского малахита и сибирской ляпис-лазури, целиком облицован снаружи и украшен внутри карельским декоративным камнем (мрамором, малиновым шокшинским кварцито-песчаником, зеленой соломенской брекчией, черным сланцем и пр.).

В XX веке, в связи с упадком монументального строительства в царское время, камнедобывающая промышленность Карелии хиреет и после 1906 г., когда карельский мрамор был в последний раз широко использован в архитектурном оформлении Этнографического музея в Петербурге, прекращает свое существование.

Возродилась эта промышленность только в советское время. Впервые были вовлечены в эксплуатацию для нужд крупного дорожного строительства карельские диабазы (диабазовая мостовая брусчатка) на вновь организованном горном предприятии на западном побережье Онежского озера (Ропручейские разработки). Стали осваиваться новые, открытые в этот период, месторождения гранита на восточном берегу Онежского озера (Шальские разработки). Была возобновлена добыча кварцито-песчаников Шокши (западный берег Онежского озера) и организована добыча песчаников Каменного бора у г. Петрозаводска. Карельский камень в этот период был использован, например, при возведении мавзолея В. И. Ленина в Москве (шокшинский красный кварцит и черный нигозерский сланец), при строительстве дома Совета Министров в Москве, Володарского моста, академии им. Ворошилова, Дома Советов в Ленинграде (шальские граниты). Но при этом совершенно не были использованы декоративные мраморы Карелии, вулканические брекчии, приобревшие в прошлом такую выдающуюся репутацию.

Может быть, только слабым знакомством советских архитекторов с камнем Карелии можно было бы объяснить то, что замечательное советское монументальное строительство Московского метрополитена совершенно игнорировало этот исторически испытанный декоративный материал, предпочитая пользоваться для своего художественного оформления мраморами Урала, Грузии и даже Средней Азии и однообразными по расцветке и структуре гранитами Украины. Строители Ленинградского метро также не используют карельский камень.

Союзная конференция по декоративному камню, созванная в 1948 г. Ленинградским отделением Горного общества НИТО,

показала, что советская архитектурная общественность действительно почти не представляла себе тех богатств и разнообразных ресурсов естественного камня, какими располагает наша республика.

В годы первой послевоенной пятилетки при резком росте выпуска в республике многих строительных материалов* ее камнедобывающая промышленность все еще не набрала нужных темпов и масштабов. Трест „Союзкарелгранит", объединявший основные предприятия по добыче и обработке карельского камня, не возобновил своей деятельности — предприятия, в него входившие, рассредоточились в трех ведомствах, причем на основном карьере, где в довоенные годы вырабатывался облицовочный (тесаный) камень (на Шальских разработках), работы в настоящее время законсервированы и предприятие практически прекратило деятельность; добыча талько-хлорита не возобновлена; работы на Шокшинском месторождении кварцитов ведутся в очень незначительных масштабах.

К освоению богатейших ресурсов естественных камнестроительных и декоративных материалов Приладожья основной поставщик этих материалов — МПСМ СССР — не приступал.

О возможности создания в КАССР крупной камнедобывающей промышленности в наше время говорит не только двухвековой опыт промышленного использования ее камнестроительных материалов.

Результаты первого детального геологического исследования и картирования территории республики, проведенных на всей площади за советский период ее существования, позволяют ставить вопрос не только о возрождении, но и о расширении каменного дела в Карелии в любых, практически необходимых масштабах.

Настоящая статья имеет целью показать, насколько реальны геологические предпосылки для создания в КАССР мощной сырьевой базы строительного камня не только местного или областного (Северо-западная область СССР), но и, главным образом, союзного значения, учитывая благоприятные условия железнодорожного и, особенно, водного транспорта (по Онежскому, Ладожскому озерам, Белому морю и по Мариинской системе к Волге), открывающие выход карельскому камню далеко за пределы республики и Северо-Запада СССР.

II

История формирования коренного докембрийского основания КАССР распадается на два главных этапа: древнейший этап построения архейского кристаллического ложа и следующий за ним после большого перерыва этап накопления и метаморфического преобразования протерозойских образований.

Третий этап, связанный с процессами петрогенеза в палеозойскую эру, играет в геологическом строении карельского участка Балтийского кристаллического щита совершенно подчиненную роль и не характерен для Карелии при рассмотрении тех горных пород, которые следует учитывать, как серьезный возможный источник ее каменных строительных материалов.

В породах архея и протерозоя, как это вытекает из последующего изложения, и кроются колоссальные ресурсы камня, составляющие одно из главных минеральных богатств республики, и выдвигающие ее на первое место в Европейской части СССР в отношении промышленных перспектив по естественным каменным строительным материалам.

* Выпуск кирпича в республике по сравнению с последним предвоенным годом, например, увеличился в четыре с лишним раза.

Особенную роль для промышленной характеристики карельского камня сыграл заключительный этап геологической истории Карелии — ледниковый период с его гигантской эродирующей деятельностью, уничтожившей в той или иной степени выветрелые или физически полуразрушенные толщи древних пород и вскрывшей корни кристаллических образований архея и протерозоя. Это имеет важное практическое значение: каменный материал Карелии к нашему времени сохранил подчас удивительную свежесть, не успев за краткий промежуток времени от периода оледенений подвергнуться разрушающему влиянию атмосферных агентов.

АРХЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Как показывают современные геологические карты, наиболее обширные площади Карелии заняты архейскими полнокристаллическими горными породами. Северные и западные районы ее — районы, прилегающие к Белому морю и окружающие на юге бассейны Онежского и Ладожского озер, сложены, главным образом, гранитными породами и самыми древними в Карелии гнейсами и кристаллическими сланцами свионийского возраста. Только незначительные участки среди этих архейских пород сложены основными изверженными породами (габбро-норитами, диабазами и др.).

Рассмотрим последовательно комплекс этих архейских пород, как возможный источник каменных строительных материалов.

Гнейсо-сланцевый комплекс занимает: а) Беломорское побережье приблизительно от параллели оз. Выгозера на юге и до Поякандской губы Белого моря на севере; б) в Куолаярвском районе — площадь к северо-западу от оз. Тикшезеро. Небольшие участки гнейсово-сланцевых пород встречаются также в Западной Карелии (районы Гимольского озера, с. Реболы и Ухты).

Гнейсы и сланцы архея в Карелии и продукты их гранитизации (мигматиты) представлены таким разнообразием их состава (гранатовые, кианитовые, биотитовые, ставролитовые, амфиболовые, талько-хлоритовые, актинолитовые — в различных сочетаниях этих минералов), что должны дать строительный камень, интересный не только для использования их в необработанном виде на бут, щебень и пр., но и для архитектурного оформления сооружений в качестве декоративного и облицовочного камня. Судя по некоторым естественным обнажениям в Беломорье и в Приладожье, среди отмеченных свионийских пород встречаются мигматиты и сланцы, обладающие настолько слабо развитой системой трещин, что из них можно получать очень крупный монолитный камень, может быть и блоки для колонн.

К сожалению, гнейсово-сланцевые породы архея совершенно не изучались с этой прикладной стороны.

Сравнительно небольшой опыт разработки финнами серых мигматитов в окрестностях г. Сортавала на цокольный и облицовочный камень, на постаменты, надгробные плиты и пр. подтверждает промышленное значение этих пород, чего нельзя сказать, например, о гранато-амфиболовых массивного сложения породах, с порфиробластами красного граната альмандина, очень декоративных в полированном виде. Огромные толщи таких пород выступают в Беломорье

(Кислая губа Чернореченского фиорда у Зеленого мыса, Левина губа и Левин бор в Чупинском заливе и др.).

Основные изверженные породы архея (габбро-нориты, друзиты) также должны представить серьезный интерес в качестве каменного строительного материала. Здесь особенно следует отметить оригинальную, только в Карелии известную габбро-норитовую массивную зеленокаменную породу, в которой на черно-зеленом мелкозернистом фоне вкраплены зерна ярко-голубого плагиоклаза, отчего камень в полированном виде становится весьма декоративным. Его необычайная механическая прочность (более 3000 *кг* на 1 *см*²) и стойкость против атмосферных агентов выветривания несравнимы со всеми другими каменными материалами, не исключая и гранита.

Обширные массивы габбро-норитов с голубыми вкрапленниками нередки в Беломорье, например, массив Черной Салмы в Чупинском фиорде, массив Карманного озера в Лопатовой губе Верхне-Пулонгского озера (Чупинский район) и многие другие. Система трещин в породе позволяет получать блоки в 1 *м*³ и более.

К сожалению, этот красивый и прочный камень не разрабатывался и не испробован в строительстве. Его запасы в Беломорье огромны, и массивы находятся на водных путях, выступая без наносов на поверхности.

Граниты верхнего архея (микроклиновые граниты II гр.) в Карелии представляют огромную практическую ценность, проверенную вековым опытом использования их в самых разнообразных видах строительства.

Главные площади их распространения — Беломорье, бассейны озер Куйто в Западной Карелии и особенно в южной Карелии — в Приладожье (северо-западное побережье Ладожского озера), в восточном Заонежье (восточное побережье Онежского озера и район озера Водлозера).

Если гранитные массивы северной Карелии слабо изучены в отношении возможности их применения в строительстве, то граниты Приладожья и восточного Заонежья (в устье р. Водлы) хорошо зарекомендовали себя, как строительный и декоративный камень высокого качества.

Приладожская полоса гранитов с их прибрежными месторождениями на материке и прилегающих островах, расположенная между Приозерском, Сортавала и п-овом Импиниеми, с конца XVIII столетия и до Октябрьской революции дала для монументального строительства Петербурга и его окрестностей огромное количество монолитного камня самой разнообразной окраски — от светло-серых и пепельно-серых пород, получивших у строителей название „сердобольского гранита", до розового, красного, шоколадного и почти белого лейкократового камня. Эти граниты также отличаются большим разнообразием рисунка и структур (однородные мелко- и среднезернистые, порфировидные и трахитоидные); они использовались на облицовку зданий, сооружение колонн, памятников, мостовых устоев и для скульптурных целей (например, для уникальных 8 мужских фигур — атлантов Эрмитажа в Ленинграде из серого сердобольского гранита).

Приладожье далеко не исчерпало еще своих гранитных ресурсов. Здесь могут быть выделены два района промышленных месторождений: Куркиёкский (месторождения Тервус, Вятиккя) и Сортавальский (многочисленные месторождения на северном берегу Ладожского озера между г. Сортавала и Импилахти — Мурсула).

В Куркиёкском районе отмеченные выше месторождения не разрабатывались, но по предварительному геологическому обследованию

являются вполне перспективными по запасам и качеству камня. В Сортавальском районе гранитные массивы п-ова Хуунука, Импиниеми, Хидениеми, Расинсаари, о-ва Пуутсало, Риеккалансаари, Тулолансаари известны еще по своим старинным разработкам XVIII—XIX веков.

В окрестностях г. Сортавала большим распространением пользуются также и огнейсованные граниты с хорошими техническими качествами строительного камня.

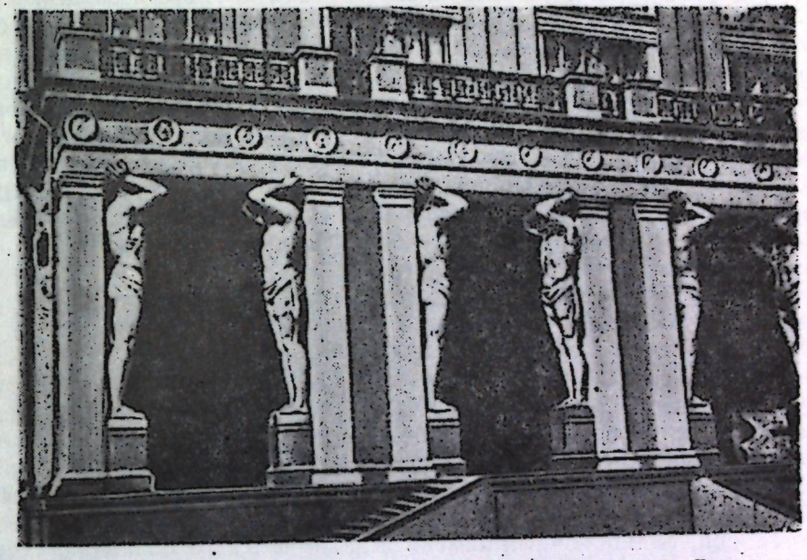


Рис. 1. Атланты из серого сердобольского гранита. Эрмитаж в Ленинграде

Восточное Заонежье менее изучено, но его массивы гранитов, выступающие по восточному побережью Онежского озера от Медвежьегорска до устья р. Водлы, представляют второй, исключительно перспективный (может быть более, чем Приладожье) район. К нему относятся месторождения Оровгубы с группой месторождений „Большого массива" и Шальскими разработками (на материке в устье р. Водлы и к югу от него, а также и на прилегающих островах).

На этой огромной полосе развития гранитов особенно выделяется группа месторождений „Большого массива" к северу от р. Водлы (между Глубокой Карой и заливом Щепиха). Однородный мелкозернистый розовый гранит и гранито-гнейс этого массива, без шлировых выделений и пегматитовых прожилков, с хорошей блочностью камня и с запасом свыше 200 млн. *м*³ заслуживает самого серьезного внимания как крупнейший не только в Карелии, но и в Европейской части СССР источник гранитных материалов высокого качества. К северу от г. Медвежьегорска у ст. Морская Масельга расположен также обширный гранитоносный район (Ванжезерское, Масельгское и другие месторождения).

Граниты Масельги и восточного Заонежья разрабатывались только в двух месторождениях: 1) Ванжезерском (цокольный камень для дома Совета Министров в Москве и большого административного здания на Литейном проспекте в Ленинграде (полная наружная облицовка) и 2) на Шальских карьерах (Кашина гора, о-ва Гольцы); последние дали камень для памятников В. И. Ленину в Ульяновске

и Петрозаводске, постамент памятника С. М. Кирову в Ленинграде, облицовки Дома Советов, Военно-Морской академии и Володарского моста и ряда других зданий и сооружений в Ленинграде.

Вне гранитоносных площадей Приладожья, Масельги и восточного Заонежья расположена третья солидная база гранитного камня — в Беломорье. Здесь следует выделить обследованные береговые месторождения к востоку от с. Кереть между проливом Узкая Салма и Шараповым мысом (месторождения Узкая Салма, Ежевникова губа, Осечкова губа, Сидорова губа и о-в Шарапов) с очень крупными запасами.

Таким образом, Приладожье, восточное Заонежье, район Морской Масельги и Беломорье с их многочисленными гранитными массивами и выявленными на них месторождениями, с колоссальными запасами камня, которые легко доступны промышленному освоению в неограниченных масштабах, при наличии водного транспорта с возможностью прямых дальних перевозок являются без преувеличения союзной базой этого строительного материала. Гранитную базу Карелии можно характеризовать следующими цифрами: учтено 254 месторождения; 114 из них имеют общий учтенный запас камня 1 млрд. 5 млн. $м^3$, в том числе по A_2+B—41,4 млн. $м^3$.

Наконец, следует остановиться на таком специфически карельском камне, как талько-хлоритовый сланец, в старину носивший название „горшечный камень"; он применялся в металлургии для изготовления плавильных горшков и тиглей, а позже в качестве огнеупорного, шлакоустойчивого стройматериала; в электротехнике он применялся как электроизоляционный материал и как заменитель мрамора в производстве распределительных досок, рубильников и пр.

Эта типично карельская порода несомненно имеет весьма положительные перспективы промышленного использования в строительстве как стеновой, облицовочный камень и даже для изготовления архитектурных деталей. Характерным техническим свойством талько-хлоритового сланца является его исключительная, по сравнению со всеми другими естественными каменностроительными материалами, мягкость: сланец легко обрабатывается пилой и режущим инструментом. Кроме того, эта порода приятного зеленовато-серого цвета обладает высокой погодоустойчивостью и способностью сопротивляться химическим агентам атмосферного выветривания, как показал опыт применения сланца в облицовке многих зданий Финляндии. В Советском Союзе для архитектурного строительства талько-хлоритовый сланец, несмотря на дешевизну его обработки, до сих пор не применялся.

Месторождения талько-хлоритовой породы известны во многих районах Карелии: в Сегозерском, Мяндусельгском и Туломозерском, в районе озера Остёр и в восточной Карелии — в бассейне р. Кумбуксы (притока р. Вожмы, впадающей в озеро Выгозеро с юго-востока). Многочисленные, частью разведанные месторождения расположены в юго-восточном углу озера Сегозера вблизи Кировской железнодорожной магистрали, где запасы камня оценены в 11,2 млн. $м^3$ по категории A_2+B.

III

Протерозойские породы Карелии составляют второе каменное богатство карельского докембрия.

Протерозой Карелии слагается тремя геологическими формациями: а) докарельской сланцевой, б) собственно карельской (карелием) и в) иотнийской.



Рис. 2. Облицовка из брусчатки серого сердобольского гранита. Французский костел в Ленинграде

Каждая из этих формаций пользуется широким распространением на территории республики как на севере, так и в центральных и южных районах.

В отличие от архейских протерозойские образования характеризуются огромным разнообразием пород: кислые и основные изверженные породы глубинного и вулканического происхождения, метаморфические породы (кристаллические сланцы, карбонатные породы и в том числе мраморы, вулканические сланцы и туфы, вулканические брекчии). Этот комплекс пород с богатой палитрой расцветок, с большим разнообразием структур и блочности камня является ценным источником каменных строительных материалов самого различного применения.

Среди них встречается монолитный камень для архитектурного оформления крупных сооружений (для цоколей, облицовки стен; для колонн, пьедесталов, лестничных маршей, половых плит, подоконников, художественных деталей); многие породы могут быть использованы для мостового и дорожного строительства или в качестве сырья для получения изделий из плавленого камня, для футеровки металлургических печей, кислотных башен и целлюлозных печей и пр. Каждую из трех геологических формаций в этом отношении следует рассмотреть отдельно.

Докарельская формация, представленная зеленовато-серыми и коричневыми кристаллическими сланцами осадочного и, чаще, вулканогенного происхождения, возникшими, главным образом, за счет метаморфизма первичного субстрата — эффузивных диабазов, не несет в себе промышленно интересных каменных строительных материалов.

В состав докарельских образований юго-западной части Карелии входит так называемая Ладожская формация разнообразных (андалузитовых, ставролитовых и слюдистых) сланцев, филлитов, отчасти кварцитов, метабазитов и карбонатных пород.

Главная площадь развития пород Ладожской формации сосредоточена в северном Приладожье до широты озера Янисъярви. Несомненное и крупное промышленное значение среди ладожского комплекса принадлежит карбонатным породам — кальцитовому и доломитовому мрамору, частью скарнированному известняку.

Месторождения (две крупных линзы) этих мраморов, получивших название „рускеальских" от села и станции Рускеала в Сортавальском районе, известны со второй половины XVIII века. Одно из них (Рускеала I) дало огромное количество облицовочного, колонного, блокового и полового камня для строительства старого Петербурга и его царских резиденций.

Последние десятилетия месторождение Рускеала I интенсивно разрабатывалось на кальцитовую известь для бумажной промышленности, но запасы „блочного" мрамора не использовались и по последним заключениям еще достаточно велики.

Месторождение Рускеала II как база для производства извести закончено разведкой в 1953 г. Хотя изучения блочности месторождения не проводилось, но по предварительному заключению выход блоков можно ожидать достаточно высоким.

Большое количество более мелких, пока не изученных в отношении каменного материала, выходов карбонатных пород аналогичного с рускеальскими состава и строения отмечается при геологическом картировании в береговой полосе Ладожского озера между ст. Кителя и г. Питкяранта, также на о-ве Пусуисаари и др. Практическое значение этих выходов пока не ясно.

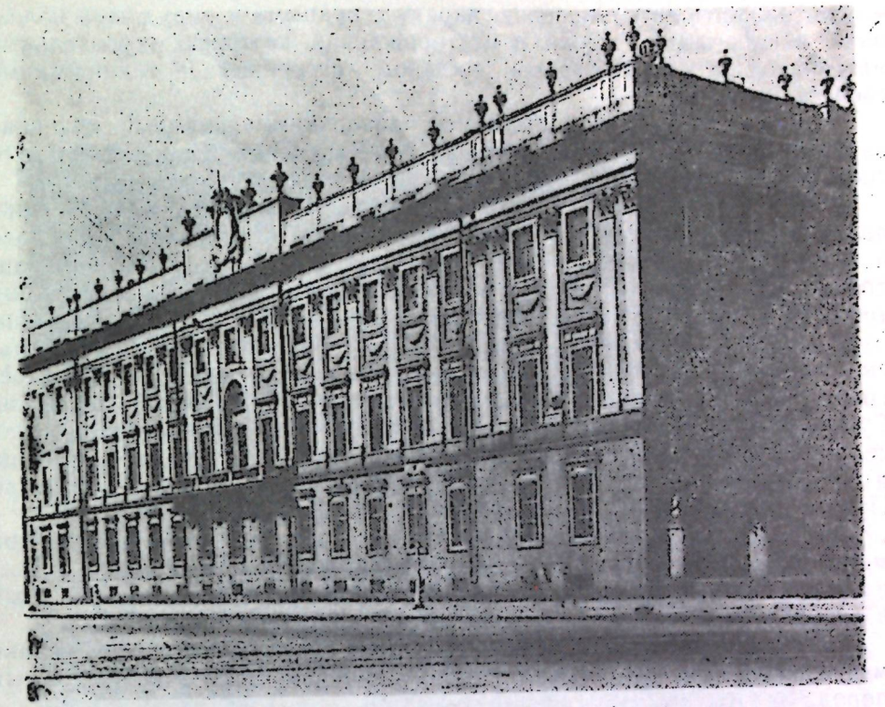


Рис. 3. Облицовка (кроме первого этажа, из финляндского гранита) и архитектурные украшения — белогорский мрамор. Мраморный дворец в Ленинграде

Карельская формация. Породы карельской формации в геологическом их разрезе, начиная с основания, представлены: а) базальными конгломератами (полимиктовыми), б) мощной толщей кварцитов и кварцевых конгломератов среди них, в) карбонатными породами, главным образом доломитового состава, г) кристаллическими сланцами, в том числе черными шунгитовыми сланцами, д) вулканогенными осадками и излившимися основными лавами и е) огромными межпластовыми интрузиями диабазов. Почти каждая из этих пород формации представляет собой источник каменного строительного материала, часто большого практического значения.

Комплекс пород карельской формации, когда-то представлявший собой мощное складчатое горное сооружение (Карелиды), к нашему времени, после длительной ледниковой эрозии, сохранил только свои корни.

Эти остатки Карелид в виде параллельных кряжей и зон складчатого строения выражены или эллипсондальными формами масс карельских пород, или подковообразными дугами. Исследование взаимоотношений пород описываемой формации указывает на внедрение в нее больших интрузивных масс микроклинового гранита (так называемого гранита III гр.), с одной стороны, и, с другой, на проявление в широких масштабах надвиговых движений карельских и частью архейских глыб, по плоскостям скалывания и скольжения которых во вторую тектоническую фазу внедрялись кварцевые порфиры.

В этой сложной обстановке осадконакопления, магматической деятельности, тектонических движений и метаморфизма действительно

можно ожидать возникновения, наряду с рудными и нерудными полезными ископаемыми, также и месторождений каменных строительных материалов с разнообразным составом, строением и техническими свойствами камня.

В этом мы легко убеждаемся, анализируя каменный материал карельской формации, его промышленное значение в прошлом и перспективы в будущем.

Главными районами распространения карельских образований являются следующие: а) на севере — районы Куолаярви, Панаярви и Кукасозеро; б) в центральной части — от района Надвоицы — Парандово, озер Тунгудского и Шуезера к северу по верхнему и среднему течению р. Охты к озеру Топозеру; в) в южной Карелии — бассейны озер Сегозеро, Ондозеро, к юго-западу от них бассейн озера Гимольского и к северо-западу от последнего; также район Чебино—Медвежьегорск, п-ов Заонежье, район Петрозаводск — Кондопога, Спасская Губа — оз. Сандал — Белая Гора — Лижмозеро — Палосельга — Кяппесельга; г) в юго-западной Карелии — бассейны озер Янисъярви, Суоярви; д) в восточном Заонежье — восточный берег Онежского озера до Пудожгоры, бассейн озера Выгозера и р. Кумбуксы.

В северной и центральной частях Карелии характерной осадочной метаморфической толщей являются преобладающие здесь кварциты, в южной — карбонатные породы. Последние широко развиты также в районах озер Панаярви и Совайрви (на севере).

Этой закономерности подчинено и географическое расположение месторождений строительных материалов — кварцитов и карбонатных пород.

Перейдем к рассмотрению каменных ресурсов карельской формации в их стратиграфической последовательности.

Конгломераты (базальные полимиктовые и кварцевые) могут быть использованы в необработанном виде в качестве прочного бутового камня. Благодаря неоднородности породы (гальки и валуны + мелкозернистый силикатный цемент) конгломераты не представляют большого интереса как камень для обработки. Однако некоторые разности, особенно межпластовые кварцевые полимиктовые конгломераты, вероятно дадут хорошую декоративную поверхность. Породы этого типа до сих пор не добывались с этой целью.

Кварциты несомненно имеют крупное промышленное значение как строительный материал разнообразного назначения: для производства стойких огнеупоров (динаса) в металлургии, кислотоупорного камня в химической промышленности, абразионного камня (для бегунов, точил, жерновов). Белые кварциты с ничтожным содержанием цемента — прекрасный поделочный камень. Кварциты и их месторождения до сих пор, однако, почти не использовались промышленностью, они слабо изучены и почти не разведаны, за исключением кварцитов Сегозерского района, для которых доказана их пригодность в производстве динасовых огнеупоров, не уступающих по своим техническим показателям известному украинскому кварцитовому динасу.

Из многочисленных выходов кварцита одни только месторождения озер Янисъярви и Суоярви разрабатывались в небольших размерах на кислый флюс для металлургического завода в Вяртсиля.

Тем не менее, по геологическим данным, кварциты районов Сегозера и двух последних озер своими запасами могут обеспечить самые широкие требования на этот камень.

Транспортно-эксплуатационные условия и сегозерских, более или менее изученных месторождений (месторождения Боконваара

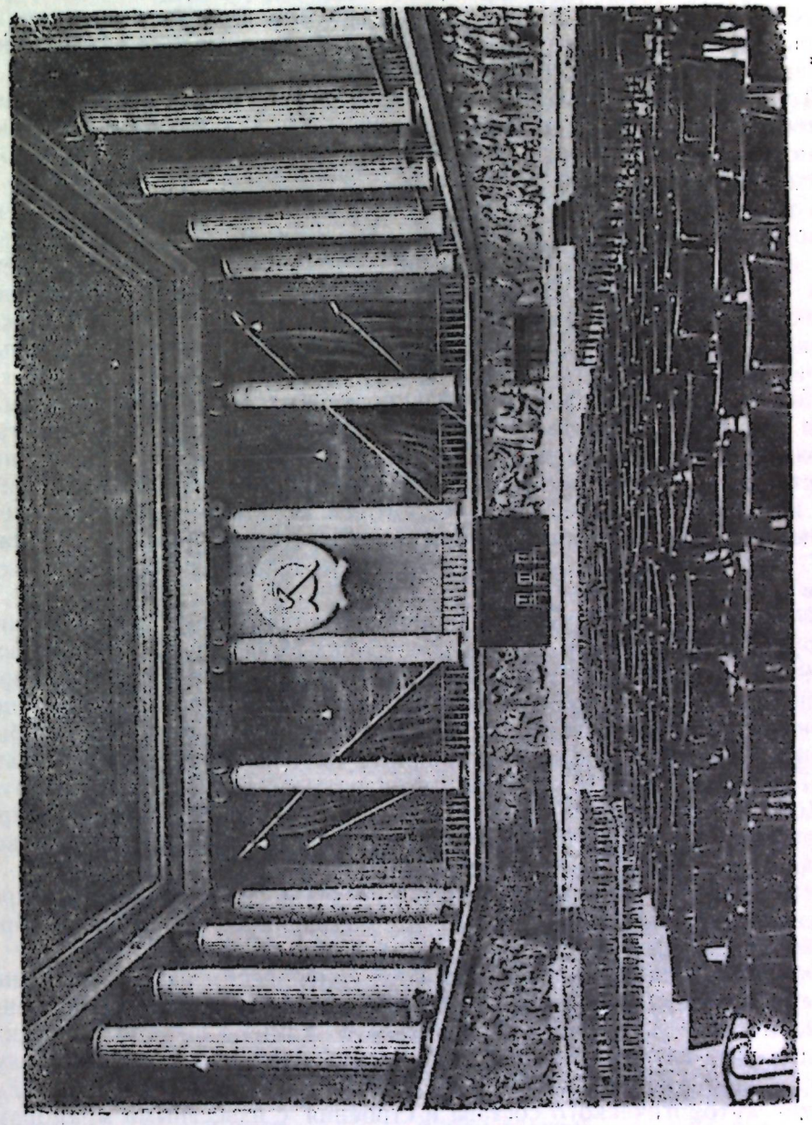


Рис. 4. Облицовка из красного и колонны из розового мрамора белогорских месторождений, Этнографический музей в Ленинграде

и Койвара на юго-восточном берегу озера Сегозера), и месторождений Суоярви и Янисъярви весьма благоприятны для их освоения. Среди кварцитов Суоярви (у д. Койвойс) имеются породы исключительной чистоты почти без посторонних примесей; молочно-белые кварциты здесь могут заменить жильный керамический кварц (дефицитное сырье в Карелии) и применяться как редкий облицовочный и поделочный камень. Кварциты Куолаярвского района, вероятно, представят не меньший промышленный интерес.

Доломиты. Доломитовая толща карельской формации с редкими горизонтами сравнительно чистых известняков издавна была крупным источником облицовочного и архитектурно-декоративного каменного строительного материала.

Трудно оценить с этой стороны те богатые перспективы, которые можно в Карелии связать с этими породами карельской формации. Один исторический опыт использования мраморов-доломитов Прионежского района с замечательным по расцветке, рисунку обработанной поверхности, по размерам блоков (вплоть до колонного камня) может дать представление о возможностях Карелии по каменностроительным материалам карбонатного состава.

Помимо чисто художественно-декоративных качеств, описываемая толща мраморов-доломитов отличается лучшей погодоустойчивостью по сравнению с настоящими кальцитовыми мраморами. Убедительной иллюстрацией стойкости мраморов Прионежского района может служить наружная облицовка стен белогорским камнем таких монументальных зданий как Мраморный дворец и Инженерный замок в Ленинграде. Первый построен Ринальди в 1768—1785 гг., второй — Баженовым в 1797—1800 гг.

В то время как наружная облицовка кальцитовым рускеальским мрамором Исаакиевского собора (постройка Монферрана, законченная в 1859 г.) в Ленинграде уже после десятка лет потребовала реставрационных работ, наружное оформление двух указанных дворцов (колонны, пилястры, стены, балюстрады, фризы и пр.) без особых разрушений и выветривания сохранилось до нашего времени и только в 1951 г., т. е. через 165 лет, на них начаты реставрационные работы.

Доломитовый состав камня и его заметная окварцованность определяют такую погодоустойчивость карбонатных пород карельской формации в наружной облицовке зданий.

Месторождения мраморовидных кристаллических доломитов протерозоя рассеяны по всей Карелии, где сохранились эти древние образования докембрия.

Обширные площади заняты ими в Куолаярвском районе, особенно у побережья озер Панаярви и Соваярви. Доломиты эти пока не изучены, как возможный источник декоративного камня, но геологические исследования последних лет Карельского филиала Академии наук подтверждают эти возможности по стратиграфическому соответствию, сходству литологического состава и строения с известными мраморами Прионежского района.

Прионежская дуга карбонатных мраморов-доломитов, начинающаяся с района с. Виданы и Спасской Губы (озеро Мунозеро), протягивающаяся далее к озерам Пялозеро, Сандал, к Тивдии, Белой горе, д. Палосельга, озеру Лижмозеро, через Кяппесельгу, Пергубу к Лумбушам, Повенцу и Челмужам до д. Пяльма на восточном берегу Онежского озера, представляет собой основную сырьевую базу этих ценных строительных и художественно-декоративных материалов, недостаточно еще изученных, слабо разведанных, но не потерявших

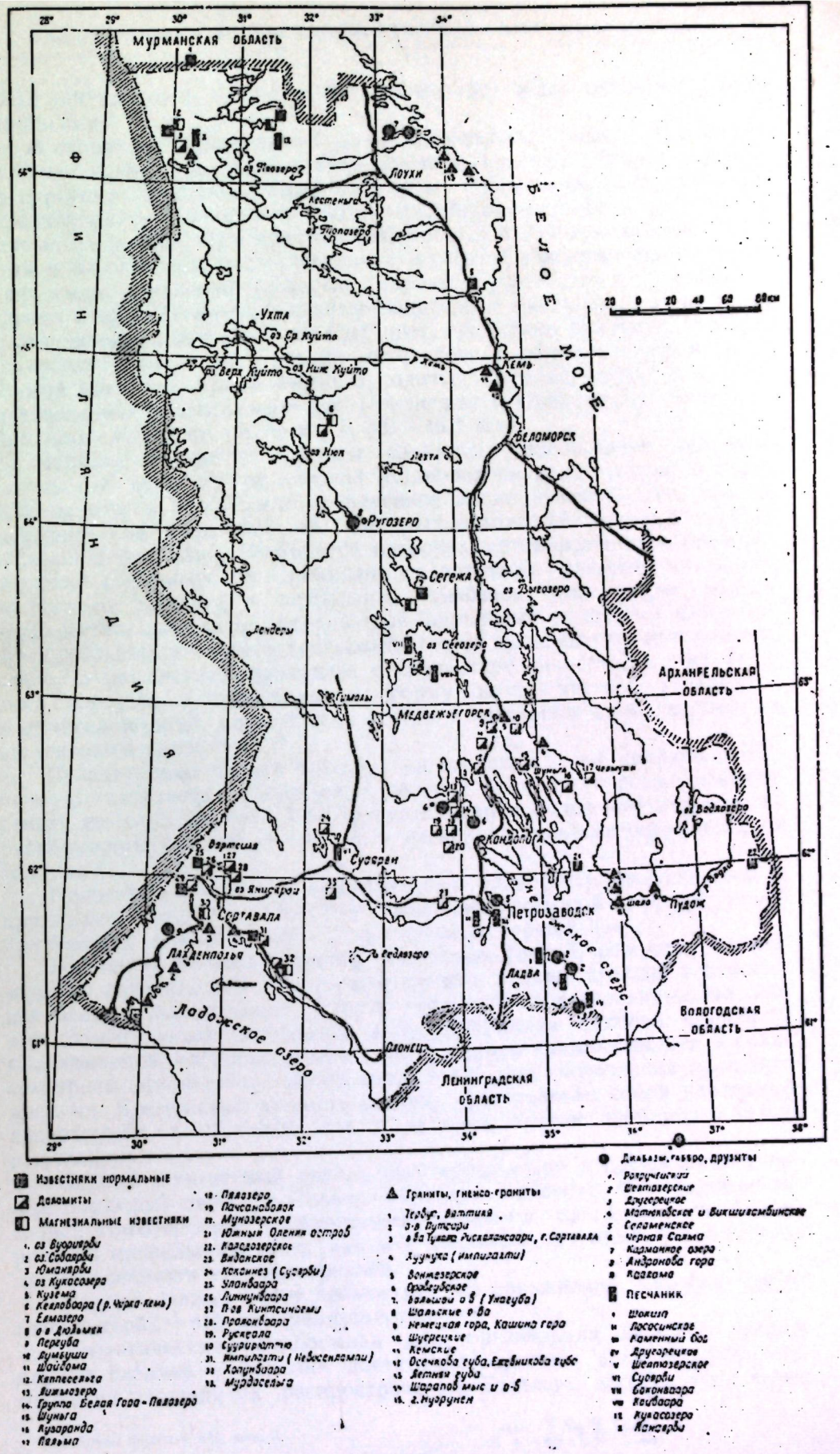


Рис. 5. Карта месторождений естественных каменных строительных и облицовочных материалов КАССР

после двухвековой эксплуатации своего ведущего значения в этом отношении.

В строении Прионежской дуги карбонатных пород принимают участие, кроме мраморов светло-розовых, красных (разных тонов — до сургучно- и вишнево-красного цвета), серовато-розовых, палевых, с разнообразным строением (пятнистым, брекчиевидным и пр.), также черные мелкозернистые мраморы (например, у с. Кяппесельга и в Шунгском и Кочкомском месторождениях шунгита) и доломитовые сланцы с примесью глинистого вещества (породы окрестностей д. Палосельга, Ялгома и др.). Плитчатые сланцы Палосельги, окрашенные в розовый, ярко-красный, оранжевый, желтый цвет, принимают приятную тусклую полировку и могут дать весьма декоративный облицовочный и поделочный материал, применявшийся, однако, изредка, только в кустарных изделиях. Запасы мрамора Прионежья и Приладожья достигают 65,8 млн. $м^3$, в том числе по A_2+B — 49,1 млн.

Черные глинистые сланцы являются своеобразной типичной карельской породой, за которой установилось в литературе и практике не совсем правильное приведенное выше название. Эти сланцы действительно произошли из глинистых отложений, богатых органическими веществами. В процессе глубоких метаморфических преобразований, связанных со сложными складчатыми движениями протерозойского времени и интрузиями диабазов, эти осадки нацело перекристаллизовались, потеряв свой первичный глинистый материал, преобразованный в тонкодисперсный агрегат калиевого полевого шпата, кварца и слюдистого минерала; органическое вещество в этих условиях перешло в графитоидную форму почти чистого углерода — в минерал шунгит, почему сама порода в настоящее время называется шунгитовым сланцем.

Сравнительно мягкая порода шунгитового сланца сохранила первичную слоистость, в плоскости которой проходит и позже приобретенная ею сланцеватость, по которой сланец более или менее легко раскалывается на тонкие плитки в несколько миллиметров и до 1 *см* толщиной.

Некоторые менее рассланцованные и более твердые слои хорошо принимают тусклую полировку, благодаря которой фактура камня приобретает слегка синеватый, в основном черный цвет.

Благодаря легкости ручной обработки (пилой, режущим инструментом) плитняковый шунгитовый сланец, весьма стойкий в отношении агентов выветривания, служит хорошим декоративно-облицовочным строительным материалом (для внутренних панелей, бордюров, подоконников, столовых досок и пр.), широко применявшимся в архитектурном оформлении многих монументальных сооружений прошлого времени. Кремнистые разности сланцев представляют собой идеальный кислотоупор, в частности для получения плиток пробирного камня в ювелирном деле.

Черный шунгитовый сланец был использован в оформлении (черные бордюры) мавзолея Ленина — Сталина в Москве. Мелкодробленый сланец Нигозерского месторождения оказался пригодным для бронирования кровельного толя, как это подтверждает опыт Министерства промышленности стройматериалов.

Черные сланцы могут добываться без применения взрывных работ (расклинкой) — это их преимущество.

Геологические предпосылки для организации крупной добычи черных сланцев в Карелии достаточно серьезны, если обратить внимание на площади их распространения. Большие выходы этих пород

24372

известны во многих пунктах п-ова Заонежье, в Челмужском районе восточного побережья Онежского озера, на озере Сандал, в окрестностях с. Спасская Губа, г. Кондопоги (озеро Нигозеро), а также в северо-восточной части озера Суоярви и пр. Запасы шунгитовых сланцев в южной Карелии, вероятно, очень крупные.

Вулканический комплекс (Суйсарский комплекс у карельских геологов).

Этот комплекс пород карельской формации, имеющий несомненно промышленное значение как источник каменных строительных материалов, представлен лавовыми породами подводных извержений (не метаморфизованные диабазовые порфириты), вулканическими туфосланцами, мандельштейнами (вариолиты) и вулканическими брекчиями. Обширная площадь занята вулканическими породами в южной Карелии от Видан, Гомсельги, Петрозаводска до Кончезера, Кондопоги, Вотнаволока и Вегоруксы. Большой полуостров Суйсари, оканчивающийся на параллели Петрозаводска, целиком сложен вулканическими образованиями.

Технические и декоративно-художественные качества этих пород не изучены, но небольшой опыт их применения, имевший место в прошлом строительстве, указывает на высокие достоинства, например, очень прочных черно-зеленых диабазовых вариолитов со светлыми вкрапленниками (вариолями) из Кондопожского района или знаменитой темно-зеленой брекчии из с. Соломенного („соломенская брекчия“).

Последняя широко применялась для панелей, чаш и пр. в оформлении Исаакиевского собора и Зимнего дворца в Ленинграде.

К суйсарским вулканическим породам относятся серовато-зеленые туфо-сланцы о-ва Лайвостров (у о-ва Суйсари), обладающие в полированном виде высокой декоративностью. Вероятно, к сильно измененным излившимся диабазам (метабазитам) относится и своеобразная массивная порода Андроновой горы в Ругозерском районе, окрашенная эпидотом в оливково-зеленый цвет и содержащая черные зерна — вкрапленники роговой обманки.

Как видно из этого краткого перечня, породы карельской формации представляют крупнейший промышленный интерес, как мощная база для развития карельской камнедобывающей промышленности, могущая удовлетворить самые разнообразные требования на строительный камень для тех или иных отраслей народного хозяйства.

Эти породы могут дать монолитный и колонный камень, плитовой облицовочный материал, брусчатку, бут, кислотоупорный, огнеупорный и абразивный камень, то очень мягкий и легко обрабатываемый (как талько-хлорит), то, наоборот, твердый и механически очень прочный строительный материал, как граниты, кварциты и вулканические брекчии.

Цветная палитра раскрасок камня еще более разнообразна: мы встречаем породы молочно-белого, светло-серого, темно-пепельного, черного и зеленого цветов различных оттенков; розовые, красные, сургучно-красные, вишнево-красные, палевые, оранжевые, шоколадно-бурые, коричневые окраски пород не менее часто встречаются среди карельских образований. Большое разнообразие в строении обработанной поверхности камня этой формации (мелко- и среднезернистое, порфировидное, брекчиевидное, плотное строение, полосчатая и другие структуры) придают этим каменным материалам высокохудожественные качества.

Породы карельской формации интрудируются более молодыми, чем архейские, карельскими гранитами III гр. и кварцевыми порфи-

рами, которыми заканчивается магматическая деятельность протерозоя.

Красные микроклиновые „карельские“ граниты в Карелии занимают обширные площади в северной Карелии (в Куолаярвском районе, в районе озера Топозера и юго-восточнее последнего).

Эти породы, однако, не изучались как возможный источник каменных строительных материалов, и технические свойства их неизвестны,



Рис. 6. Облицовка Исаакиевского собора из рускеальского серого мрамора, колонна Славы — из серого сердобольского гранита, Ленинград

отсутствуют и разведанные месторождения. С этой стороны следует обратить внимание на редкую разновидность красных гранитов с синим опаловидным кварцем — очень декоративный камень в полированном виде. В северной Карелии известен и крупный массив (гора Нуорунен в 33 *км* к западу от д. Оланги), сложенный этим гранитом с системой трещин, позволяющей получить монолиты до 3×5 *м*.

Иотнийская формация, венчающая протерозойские образования, как и описанная выше карельская, несет в себе очень ценные породы для каменного строительства.

Иотнийские породы развиты только в южной Карелии, где они занимают две крупные площади: а) Прионежскую (к югу от широты г. Петрозаводска до границ с Ленинградской областью), занимающую восточную половину перешейка между Ладожским и Онежским озерами, и б) Питкяранта — Туломозерскую площадь.

а) **Прионежская площадь** представляет очень крупную базу строительного камня — песчаников, кварцитов и габбро-диабазов, месторождения которых сосредоточены на всем западном побережье Онежского озера (начиная с г. Петрозаводска), где они издавна разрабатывались.

Грубозернистые песчаники типа месторождения Каменный бор, серые, зеленовато-серые и почти черные, дают бутовый камень и щебень высокого качества, камень для мостовой брусчатки и поребриков.

Мелкозернистый, почти сливной кварцито-песчаник красного и красно-бурого цвета из Шокшинского месторождения с петровских времен использовался как огнеупорный материал, позже широко применялся в качестве монолитного архитектурного материала (малиновый „шокшинский порфир" или „шохан"). Малиновые разности шокшинского кварцито-песчаника по своему однородному строению, окраске, прочности и способности хорошо принимать полировку являются уникальным архитектурным камнем, который украшает в облицовке мавзолей Ленина — Сталина в Москве, памятник Николаю I в Ленинграде и знаменитый саркофаг Наполеона I в Париже. Советские павильоны двух всемирных выставок (в Париже и в Нью-Йорке) были оформлены также с применением шокшинского малинового камня. Шокшинские кварцито-песчаники, испытанные в Харьковском Институте огнеупоров оказались прекрасным материалом для получения динасовых огнеупорных материалов, не уступающих известному украинскому динасу.

Запасы иотнийских песчаников и кварцито-песчаников по западному побережью Онежского озера огромны. Известны месторождения первых в самом Петрозаводске (Каменный бор), на о-ве Брусно, в селах Шелтозеро, Рыбрека, Пухта, Педасельга и др.; вторых — в Шокше и по р. Лососинке (окрестности Петрозаводска).

Прионежская площадь не менее богата и другим ценным каменным строительным материалом — габбро-диабазом. Эта основная изверженная порода образует мощные пластовые интрузии в толще песчаников и кварцитов. На западном берегу Онежского озера они выступают в виде семи отдельных массивов, образуя ряд месторождений, составляющих в Карелии и в СССР крупнейшую базу, главным образом дорожного камня (мостовая брусчатка и более мелкий клейнпфластер), вошедшего в промышленное использование с 1924 г., когда было открыто Ропручейское месторождение габбро-диабаза. Полоса месторождений последнего начинается у р. Пухты и оканчивается у р. Гимреки в Ленинградской области.

Онежские диабазы, создавшие себе репутацию прекрасного дорожного камня, обладают высокими техническими свойствами: однородностью, тонкой зернистой структурой, механической прочностью (2000—4000 *кг* на 1 *см*^{2}), способностью хорошо колоться на кубы и параллелепипеды, малой истираемостью при меньшей твердости, чем у гранита и кварцита, и способностью хорошо принимать полировку. Некоторые месторождения могут давать также крупноблочный архитектурный камень.

Запасы камня только в трех разведанных месторождениях (Ропручейском, Другорецком и Каскесручейском) превышают 50 млн. *м*^{3}, а общие учтенные запасы по 28 (из 38) месторождениям составляют 243 млн. *м*^{3}, в том числе по A_2+B — 11 млн.



Рис. 7. Музей им. Ленина в Ленинграде (Мраморный дворец); отделка из белогорских мраморов

К этой же группе диабазовых пород относится весьма декоративный оливково-зеленый альбит — роговообманковый диабаз Матюковского и Викшиламбинского месторождений на озере Сандал; порода с блочностью камня в 2—4 м^3 и до 8 *м*^{3}, хорошо полируется и употреблялась для внутренних облицовок Исаакиевского собора.

Испытания онежских диабазов показали их пригодность для получения плавленого камня и изделий из него (облицовочные плиты, фигурное литье, кислотоупорные баки и пр.).

б) **Приладожский район** иотнийских образований является также перспективным по строительному камню.

Исключительный интерес в этом отношении должен представить известный в геологии и дорожно-строительном деле Кааламский массив темно-серых и серовато-черных мелкозернистых габбро-диабазов и диоритов.

Массив расположен у ст. Кааламо (ж. д. ветки Сортавала — Маткаселькя), занимает площадь в несколько десятков *км*², на которой финнами было заложено несколько крупных карьеров для добычи бутового камня, брусчатки, монолитного камня и, главным образом, для балластного щебня в железнодорожном строительстве.

Порода отличается большой свежестью, может давать блоки до 9 *м*³ и хорошо полируется.

Кааламские породы с технологической стороны слабо изучены, их потенциально огромные запасы не разведаны.

Диабазовые иотнийские породы известны также на о-ве Валааме и на материке к востоку и западу от него. Пока трудно что-либо сказать об иотнийских гранитах-рапакиви, огромная площадь которых известна в районе Питкяранты с ответвлением в сторону Тулом-озера. Как возможный источник каменного строительного материала эти граниты-рапакиви не изучались и не разведывались; технические свойства камня также остаются неизвестными, хотя по аналогии с иотнийскими гранитами Выборгского района эти порфировидные граниты должны давать весьма декоративный архитектурный камень, запасы которого, вероятно, практически неисчерпаемы. Выходы гранитов, однако, закрыты мощными ледниковыми наносами, и с поверхности камень поэтому должен быть сильно разрушенным в связи с его составом и обилием крупных порфирокристаллов полевого шпата.

Изложенные в этом разделе данные, характеризующие протерозойские образования Карелии, позволяют признать за ними исключительно важное промышленное значение в отношении каменных строительных материалов, чего нельзя сказать о самых молодых в Карелии **палеозойских** образованиях, которые в геологическом строении Карелии играют ничтожную роль.

Отложения девонского периода, хотя, по-видимому, и пользуются широким распространением на Онежско-Ладожском перешейке (Олонецкий район и южнее) и содержат значительную толщу песчаников, но последние скрыты под мощными наносами и без больших вскрытных работ недоступны для промышленного освоения.

Известные в северной Карелии рудоносные интрузивные тела палеозойского возраста (габбро-сиениты и нефелиновые сиениты Елетозера), как и еще более молодые вулканические породы (дациты) на одном из островов озера Б. Янисъярви, едва ли представят какой-либо интерес в отношении каменных строительных материалов вследствие загрязнения их рудными скоплениями или ничтожных размеров самих выходов (последнее относится к дацитам Янисъярви).

В свете изложенных геологических фактов и соображений территорию Карельской АССР нельзя не признать исключительно перспективной, крупнейшей базой каменных строительных и облицовочных материалов, по количеству запасов, по разнообразию пород и их качеству не имеющей равных среди других областей Европейской части Союза ССР. Учтенные запасы по 187 месторождениям из 534

определены в 1 млрд. 153,6 млн. *м*³, в том числе 120,5 млн. *м*³ по категории балансовых запасов (А+В). Промышленная конъюнктура использования этих каменных богатств КАССР подкрепляется следующими соображениями.

Значительное число месторождений, как указывалось выше, расположено по берегам Онежского и Ладожского озер, уже в настоящее время через Беломорско-Балтийский канал имеющих прямой путь для большегрузных судов на север — к Мурманску и Архангельску. В Архангельск, в частности, ежегодно возвращается через Онежское озеро большое количество свободного тоннажа. В навигацию 1957 г., например, через Онежское озеро прошло к Архангельску свыше 140 тысячетонных лихтеров. Стоимость буксировки этого порожняка определяется цифрой порядка 4,0 млн. рублей с перспективой в ближайшие годы резкого увеличения свободного тоннажа, а следовательно и увеличения затрат на его буксировку.

В то же время строительство в Архангельске, где по климатическим и гидрологическим условиям необходимо применение особо прочных и устойчивых каменных материалов, этих материалов не имеет. Камнестроительные материалы в большой мере лимитируют темпы и качество строительства в Архангельске. За счет использования свободного тоннажа с берегов Онежского озера может быть доставлено в Архангельск количество камнестроительных материалов, полностью покрывающее потребности этого города. Стоимость доставки этих материалов с точки зрения народнохозяйственной при указанной ситуации сведется к стоимости погрузки и хранения материала на складе дробильных заводов в межнавигационный период. При организации механизированной бункерной погрузки стоимость ее вряд ли превысит 50—60 коп. за 1 *м*³, а время простоя судов под погрузкой ограничится несколькими часами.

В ближайшие 2—3 года откроется прямой водный путь для большегрузных, с глубокой осадкой судов из бассейна Онежского и Ладожского озер на Волгу. Столица нашей Родины — Москва, области Верхнего и Среднего Поволжья, Шексны, где естественного строительного камня нет, будут иметь возможность получать этот материал из КАССР. Расстояние прямым водным путем от центра гранитных массивов Приладожья и Обонежья до Москвы не превышает 1000 *км*, и меньше 1500 *км* до г. Горького. На стройках Москвы потребляются сотни тысяч кубометров каменных строительных материалов, значительная часть которых в настоящее время завозится по железной дороге, с расстояниями перевозки до 1000 *км*. Частичный перевод на карельский камень строительных работ только одной Москвы высвободит железные дороги от работы, измеряемой сотнями миллионов тонна-километров. Время прохода судов от истоков Свири до Москвы не будет превышать 4—5 суток. Города Калинин, Щербаков, Череповец, Вологда, Ярославль, Кострома, Иваново, где естественный строительный камень в настоящее время является остродефицитным материалом, зачастую лимитирующим строительство, уже предъявляют спрос на карельский строительный и декоративный камень. Расстояние перевозки от истоков р. Свирь до наиболее удаленного из этих городов — Костромы лежит в пределах 850—870 *км*. От истоков р. Свирь до г. Череповца, центра северо-западной металлургии, —450 *км*. Буксировка судна на такое расстояние будет занимать не больше 30 часов.

Миллиарды киловатт-часов электроэнергии Куйбышевской и Сталинградской ГЭС вызовут дополнительно крупнейшее промышленное строительство в Верхнем и Среднем Поволжье.

Приладожье и Обонежье — ближайшая и крупнейшая сырьевая база камнестроительных и естественных облицовочных материалов для этих районов.

К сожалению, эта практически неисчерпаемая сырьевая база, имеющая все основания служить источником камня для самых разнообразных отраслей промышленности большого района Европейской части Союза ССР, до последних дней не привлекала действенного делового внимания ни республиканских организаций и руководящих учреждений, ни Министерства промышленности стройматериалов Союза ССР.

В сводках 1941 г. по добыче, например, гранита в СССР, которым особенно богата КАССР, она стоит на третьем месте — после Урала и Украины, а после войны — на последнем месте, хотя ресурсы гранита УССР несравнимо беднее карельских.

То же относится и к другому виду камня, широко используемому в строительстве, — мрамору, который и до и после Отечественной войны отсутствует в номенклатуре добываемых в КАССР полезных ископаемых.

По данным добычи может создаться впечатление, что Карельская АССР как будто уже сыграла свою роль, как крупный поставщик естественного строительного и декоративного камня и что ее ресурсы по этим материалам исчерпаны.

Приведенные в настоящей статье геологически обоснованные прогнозы говорят как раз о противоположном.

Приведенные выше цифры запасов, ввиду еще очень слабой изученности и разведанности выявленных к настоящему времени месторождений, только в малой степени отражают действительные возможности Карелии по строительному и облицовочному камню.

В чем же кроются причины, тормозящие широкое использование камнестроительных материалов КАССР, столь прославленных в прошлом монументальным строительством XVIII—XIX веков?

Не вдаваясь в подробное рассмотрение, отметим отдельные моменты, на наш взгляд, до некоторой степени объясняющие создавшееся положение с освоением каменных богатств республики.

Одной из основных причин слабого развития камнедобывающей промышленности в КАССР, по-видимому, является неосведомленность широких кругов архитекторов, строителей и государственных планирующих органов о „каменных“ ресурсах республики и их исключительно благоприятном размещении в транспортном отношении. Неосведомленность архитекторов и строителей о каменных декоративных материалах Карелии ярко выявилась на упомянутой выше конференции в 1948 г. по декоративному камню, когда московские и ленинградские зодчие и строители с удивлением рассматривали полированные образцы карельских мраморов-доломитов и черных шунгитовых сланцев, но пока строители ни тем ни другим не интересуются и их не знают.

Слабая осведомленность о карельских ресурсах камня приводит и к недооценке важнейшего экономического фактора, характерного именно для месторождений Карелии, — многие из них, содержащие очень крупные запасы, расположены непосредственно на большом водном пути (см. вклейку, рис. 5) — на островах и по берегам Онежского и Ладожского озер и связаны, как указывалось выше, с Волго-Балтийской водной системой реками Свирью и Невой.

Ряд месторождений расположен в непосредственной близости к линии железной дороги.

Второй важной причиной слабого использования каменных ресурсов Карелии является неподготовленность уже давно известных месторождений камня к промышленному их освоению в крупных масштабах и относительно слабая изученность их.

Подавляющее большинство месторождений слабо разведаны в отношении запасов промышленных категорий (например, из 1 млрд. $м^3$ по граниту балансовых запасов всего 41,4 млн. $м^3$) и еще менее изучены в отношении таких важных свойств, как „блочность“ камня, его обрабатываемость для получения тех или иных видов каменной продукции, или таких специфических свойств, как огнеупорность, кислотоупорность, диэлектрические свойства, абразивные свойства и пр.

Резюмируя высказанные в настоящей статье геологические и географо-экономические факторы и вытекающие из них соображения, нельзя не прийти к заключению, достаточно объективному и обоснованному, что запасы карельских каменных строительных материалов следует признать сырьевой базой союзного значения с ярко выраженной перспективой возрождения в республике крупнейшей камнедобывающей и камнеобрабатывающей промышленности в масштабах, не сопоставимых с масштабами ее прошлого.

Создание на территории Карелии, как и в других районах Союза ССР, Совета Народного Хозяйства Карельского экономического района, положив конец ведомственной распыленности предприятий, создало исключительно благоприятные организационные предпосылки для развития в республике горной промышленности и в первую очередь — промышленности по добыче и переработке естественного строительного и декоративного камня.

К созданию первого предприятия для производства щебня для снабжения соседних экономических районов можно приступать немедленно на базе законсервированных Шальских разработок, где сохранились некоторые производственные здания и жилой фонд, после небольшого ремонта вполне достаточный для начала работ.

Создание крупных механизированных предприятий по производству щебня создаст возможность и для дешевой добычи здесь блочного гранита, потребности в котором количественно, по сравнению с потребностями в щебне, невелики.

Организация отдельных предприятий по добыче блочного камня, за исключением мрамора, в ближайшие годы по причине небольших объемов потребности вряд ли будет целесообразна экономически.

В целях правильного планирования комплекса работ, связанных с подготовкой к широкому использованию карельских каменных ресурсов, а также для всестороннего освещения и уяснения той роли, которую могут и должны играть в народном хозяйстве Союза ССР эти ресурсы, целесообразно и необходимо провести специальное междуведомственное совещание с участием широких кругов архитекторов и строителей, а также представителей городских советов и совнархозов экономических районов, связанных (или могущих быть связанными в ближайшие годы) прямым водным путем с Обонежьем и Приладожьем. Необходимым шагом в этом направлении должно быть также составление обстоятельной и исчерпывающей монографической сводной работы по каменным строительным и декоративным материалам республики, обобщающей все данные по состоянию наших знаний о геологии перспективных районов, геологии отдельных групп месторождений, степени их изученности и разведанности, о горно-технических и транспортно-экономических условиях, технологической характеристике сырья и возможных путей его комплексного использования

в промышленности при современных требованиях последней к каменным строительным материалам.

„Каменные" ресурсы КАССР не могут не занять одного из ведущих мест в качестве сырьевой базы естественных строительных материалов союзного значения, и каждый лишний год промедления с подготовкой этой базы ведет к недополучению народным хозяйством Союза ССР многих миллионов рублей экономии на удешевлении строительства.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. 1924. Граниты Олонецкого края. Кам. стр. матер. Сб. 2 КЕПС, № 48.

Борисов П. А. 1910. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкого края. Матер. по статистич. описанию Олон. края. Изд. Олон. Губ. Зем. Петрозаводск.

Борисов П. А. 1948. Геологические предпосылки создания промышленности декоративного камня в Карело-Мурманском крае. Фонды Лен. отд. Горн. общ. НИТО.

Борисов П. А. 1949. Карельский декоративный камень. Изд. КФ. фил. АН СССР.

Борисов П. А. 1956. Карельские шунгиты. Изд. Кар. фил. АН СССР.

Боровиков П. П. 1949. Карбонатные породы КФССР. Фонды Лен. Геолнерудтреста.

Броницкий М. Ф. 1948. Камень в архитектуре С.-Петербурга XVIII—XIX ст. Фонды Лен. отд. Горн. общ. НИТО.

Дрейер А. И. 1923. О добыче и перевозке мрамора из месторождения Белая гора. Мат. КЕПС, 41, сб. I.

Елисеев Н. А. 1929. К вопросу о генезисе месторождения Сегозерского горшечного камня. Зап. Рос. Мин. общ., ч. 58, № 1.

Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ. и его рудные месторождения. Матер. для геол. России, т. VII.

Кратц К. О., Рийконен О. А. и Демидов Н. Ф. 1948. Протерозойские образования Ругозера, Елмозера, Маслозера. Фонды Кар. фил. АН СССР. Отчет по работам 1948 г.

Каханов Г. С. 1948. Новый облицовочный материал из плавленых горных пород (онежских диабазов). Фонды Лен. отд. Горн. общ. НИТО.

Комаров. 1851. О строительных материалах Олонецкой губ. Горный журнал, т. IV, кн. 10.

Кротов Б. П. 1932. Диабазовый массив р-на Щелики на зап. берегу Онежского оз. Зап. Вс. Мин. общ. 41, № 2.

Кумари Н. А. 1948. Информационный отчет о посещении месторождений мрамора и пр. в 1948 г. Фонды Л. О. Горн. общ. НИТО.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1888. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XIX.

Мамуровский А. 1946. Основные задачи реконструкции и распределения промышленности облицовочного камня. Изд. Акад. архитектуры СССР.

Низовский П. 1926. Берега Онежского озера — каменная база для РСФСР. Минер. сырье, № 2.

Осмоловский М. Г. 1933. Граниты, диабазы, песчаники и пр. Сб. Полезн. ископ. Лен. обл. и АКССР, ч. II.

Окнова Т. М. 1935. Химико-технологические исследования гранитов и диабазов восточного побережья Онежского озера. Тр. Петрограф. ин-та. АН СССР, в. 5.

Пражмовский М. 1862. О мраморных и каменных ломках в Олон. губ. Журн. Мин. гос. имуществ.

Соколов Н. Г., Соколов Д. В. 1917. Олонецкий край. Строит. материалы. Изв. Геол. ком., т. 36, № 1.

Судовиков Н. Г. 1939. Обзор стратиграфии, тектоники и магмат. деятельность докембрия (АКССР). Сб. Стратиграфия СССР, т. I.

Судовиков Н. Г. 1947. Геология и петрология архея зап. Беломорья. Фонды Лен. госуниверситета.

Тимофеев В., Куплетский Б. 1925. Строительные материалы Сев.-зап. области. Сб. „Строит. матер. Европ. части СССР". Изд. ин-та „Поверхность и недра", в. V.

Тимофеев В. М. 1928. Белогорский мраморный район. Матер. по геол. и полезн. ископаемых Карелии.

Тимофеев В. М. 1920. Мраморы Олонецкого края. Матер. для изуч. естеств. произв. сил России, 37.

Тимофеев В. М. 1932. Строительные материалы района Кондостроя. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, т. 51, в. 82.

Тимофеев В. М. 1924. Кварцевые материалы Олонецкого края. Сб. 2. Каменн. строит. матер. Матер. для изуч. ест.-произв. сил России, № 48.

Тимофеев В. М. 1932. Карта каменных строительных материалов Прионежья. Тр. Лен. геол.-разв. треста, в. I.

Турцев А. А., Залесский Б. В. 1937. Каменные строительные материалы вост. части Онежского оз. от устья Водлы до Унагубы. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, в. 10.

Харитонов Л. Я. 1948. Геологическое строение территории КФССР. Фонды КФ филиала АН СССР.

Шуркин К. А. 1946. Карбонатные породы Приладожья. Фонды Лен. геол. нерудн. треста.

Шахова Е. Г. 1948. Степень изученности и характеристика месторождения естественных облицовочных материалов. Фонды Лен. отд. Горн. общ. НИТО.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

Г. С. БИСКЭ, Н. Н. ГОРЮНОВА, Г. Ц. ЛАК

ГОЛОЦЕН КАРЕЛИИ

1. ВВЕДЕНИЕ

В течение ряда лет (1946—1956 гг.) авторами настоящей статьи исследовались четвертичные отложения Карелии, среди которых большое внимание уделялось самым молодым осадкам голоценового времени. Большой документальный материал, собранный за эти годы в результате собственных исследований авторов и почерпнутый из ряда неопубликованных работ других исследователей, позволяет дать довольно полную характеристику голоценовых отложений Карелии, до настоящего времени очень мало изученных. Между тем, более детальные исследования осадков голоцена помогли по-новому объяснить некоторые спорные положения в истории развития рельефа территории и в последовательности событий позднe- и послеледникового времени.

Соглашаясь с М. И. Нейштадтом (1952) о необходимости расчленения голоцена на основе единой стратиграфической схемы, применимой для территории всего Союза, мы, при описании верхов четвертичной толщи Карелии, опираемся на схему, предложенную указанным автором, как хорошо применимую к условиям Карелии и как на схему, в пределах которой легко укладываются представления о стратиграфии этой крайней северо-западной части Союза, изложенные в более ранних работах.

По М. И. Нейштадту, за нижний хронологический рубеж голоцена принимается время начала отступания материковых льдов от валдайской зоны конечных морен или время начала образования наиболее древних автохтонных отложений современных болот и пресноводных озер в центральных районах Европейской части СССР, положенных М. И. Нейштадтом в основу стратиграфического расчленения голоцена. В абсолютной хронологии нижняя граница голоцена определяется цифрой в 12 000 лет. Сопоставляя более дробное расчленение голоцена с историей развития Балтики и климатическими зонами Блитт—Сернандера, М. И. Нейштадт относит к древнему голоцену Балтийское ледниковое озеро и 1-е и 2-е Иольдиевые моря, имевшие место в период от арктической зоны до времени начала улучшения климата. Следовательно, для окрестностей Ленинграда голоцен начинается с момента образования 1-го Балтийского ледникового озера. Эту границу мы и примем за основной рубеж между неоплейстоценом и голоценом Карелии.

В таком случае, в Карелии к голоцену следует относить и те отложения, которые ранее понимались как позднеледниковые и помещались в верхи неоплейстоцена. Естественно, что эти отложения по генезису отличаются от синхронных им осадков более южных районов, так как формирование их происходило еще в условиях стадий стаивания ледника.

2. ДРЕВНИЙ И РАННИЙ ГОЛОЦЕН

В пределах Карелии к древнему и раннему голоцену относятся отложения приледниковых озер, имеющие весьма значительное распространение. Как правило, эти осадки характеризуются ленточным строением, чем, главным образом, и отличаются от других озерных отложений. Однако не всегда можно руководствоваться только этим признаком в выделении озерно-ледниковых осадков, так как нередко верхние слои этих отложений, так же как и прибрежные фации приледниковых водоемов, утрачивают ленточный характер слоистости, и тогда генезис отложений определяется по морфологическим признакам—путем оконтуривания берегов бывшего озерного водоема.

Второй особенностью, отличающей осадки приледниковых озер от других голоценовых отложений Карелии, является почти полное отсутствие в них палеофлористических остатков, что объясняется, вероятно, такими неблагоприятными физико-географическими условиями как низкие температуры (обусловленные близостью ледника), малая прозрачность вод, значительное количество взвешенного материала и другими, господствовавшими во время отложения этих осадков.

Отложения приледниковых озер занимают пониженные участки доледникового рельефа, и площади их распространения различны в различных районах республики. Наибольшую площадь занимают отложения приледниковых озер в районе восточного побережья Ладожского озера (Олонецкая равнина), к западу от г. Петрозаводска (Шуйская депрессия), в низовьях р. Водлы (Онежско-Водлинская равнина). Менее значительные по площади участки развития озерно-ледниковых отложений можно отметить в районе Сундозера и Пялозера, на берегу Онежского озера между Медвежьегорском и Повенцом, вокруг озера Гимольского, к северо-западу от Сегозера, в верхнем течении р. Кеми и в ряде других мест.

Абсолютная высота залегания отложений приледниковых озер колеблется от 2—3 *м* (у берегов Белого моря) до 190 *м* (озеро Лососинное близ г. Петрозаводска). По-видимому, ленточные осадки, отмеченные в различных районах Карелии, были отложены в отдельных изолированных друг от друга бассейнах и неодновременно.

С помощью геоморфологического, литологического и палеонтологического методов исследования нами были установлены границы нескольких озерно-ледниковых водоемов, наиболее крупными из которых являются Онежский и Ладожский.

а) Онежское приледниковое озеро

Контуры Онежского приледникового озера устанавливаются как по морфологическим признакам (равнинный характер рельефа, наличие террас и береговых валов), так и по характеру осадков, слагающих местность, ограниченную береговыми линиями этого водоема.

Воды озера заливали все понижения, прилегающие к современному Онежскому озеру. Глубоко вдающиеся в сушу заливы имели

место вдоль долины р. Шуи, на северо-запад от Кондопожского залива до Сундозера и озера Палье, вдоль всего восточного берега современного озера и вдоль долины р. Водлы.

Следы деятельности водного бассейна в районе р. Шуи были обнаружены Б. Ф. Земляковым и И. М. Покровской (1941), которыми здесь были отмечены террасовидные уступы и береговые валы, отнесенные ими к образованиям Иольдиевого моря. „Особенно мощное развитие имеют береговые валы по правому берегу р. Шуи между оз. Содъярви (Шотозеро) и оз. Вагат. Валы слагаются крупным галечником и валунниками со следами прекрасной окатанности. Подобные же образования встречаются в районе д. Рубчайлы и д. Занкелицы по северному берегу Содъярви, в районе д. Шомбы между д. Салменицей и Нижней Салмой и т. д." (Б. Ф. Земляков, И. М. Покровская, В. С. Шешукова, 1941). По данным указанных авторов, наивысшая абсолютная отметка древних волноприбойных знаков в районе озера Содъярви и Вагатозера достигает 105 метров.

Нашими исследованиями также были отмечены береговые уступы между д. Маньга и Крошнозеро, по дороге из д. Вешкелицы на д. Хюрсюля и в ряде других мест. Все геологи, работавшие в районе Шуйской депрессии, отмечают толщу водных осадков, слагающих здесь прекрасно выраженную в рельефе равнину, изредка нарушаемую водно-ледниковыми аккумулятивными формами.

В пределах Шуйской депрессии нами было задано несколько разрезов.

Буровая скважина у д. Улялеги в окрестностях озера Шотозера, на абсолютной отметке 92 *м*, на озерной равнине, вскрыла:

0,00—1,70 *м* — супесь тонкая, без гальки и гравия,
1,70—2,20 *м* — суглинок тяжелый,
2,20—6,20 *м* — глина пластичная, серого цвета.

Палеофлористические исследования вышеуказанной толщи озерных осадков выявили, что наибольшее количество диатомовых водорослей и пыльцы древесных пород приурочены к верхним горизонтам разреза, до глубины 3 *м*. Нижележащие горизонты содержат значительно меньшее число видов и с глубины пяти метров становятся немыми.

В распределении диатомовой флоры по разрезу наблюдается следующая закономерность: если горизонты с глубины от 0 до 3 *м* содержат 97 форм ископаемых диатомовых, то затем кривая количественного развития резко снижается, и на глубине 4 *м* обнаружено всего 18 видов, а с глубины 5 *м* уже только 8 форм. Подобное изменение в составе диатомовых может быть объяснено неблагоприятными физико-географическими условиями во время отложения нижней четырехметровой толщи глин, выразившимися, видимо, в значительном притоке холодных и сильно взмученных талых ледниковых вод, обладающих большой силой механического трения, малой прозрачностью и исключительной, в связи с этим, бедностью питательными веществами, т. е. условиями, характерными для озерно-ледникового водоема.

При изучении систематического списка современной и ископаемой диатомовой флоры Шотозера (Melder, 1951; Лак, 1958) становится очевидным ее ярко выраженный пресноводный характер, даже пресноводно-солоноводные формы встречены всего лишь в количестве 5 видов.*

* Сводный систематический список диатомовых Карелии помещен в настоящем сборнике в статье Г. Ц. Лака: „Диатомовые четвертичных отложений Карелии".

Кривая развития древесной пыльцы протекает параллельно, в количественном отношении, кривой развития ископаемых диатомовых. Пыльца также была встречена только в верхних горизонтах, до глубины трех метров. Кривые развития растительности свидетельствуют о господстве сосны и березы (рис. 1).

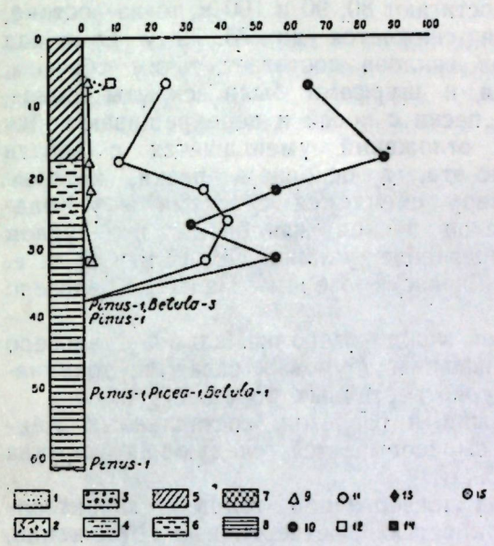


Рис. 1. Пыльцевая диаграмма отложений в р-не озера Шотозера[1]

1 — песок, 2 — торф, 3 — торфяный сапропель, 4 — ил и гиттия, 5 — супесь, 6 — суглинок, 7 — суглинок с растительными остатками, 8 — глина, 9 — ель, 10 — сосна, 11 — береза, 12 — ольха, 13 — орешник, 14 — смешанный дубовый лес, 15 — ива

Встречаются единичные зерна пыльцы широколиственных пород. Подобный пыльцевой спектр характерен для бореального климатического периода.

Немые глины, подстилающие осадки бореального возраста, являются, по-видимому, озерно-ледниковыми, о чем свидетельствует также наблюдающаяся в них ленточная слоистость.

Если в настоящее время у нас нет возможности определить начало возникновения приледникового бассейна, то его конечная стадия существования в котловине Шотозера определяется, по нашему мнению, довольно точно. Фациально она должна быть отнесена к горизонту перехода немых озерно-ледниковых отложений в горизонт флористически хорошо охарактеризованных озерных послеледниковых осадков. По данным пыльцевого анализа это время падает на начало бореального периода, по К. К. Маркову (1933), или на верхнюю границу древнего голоцена по Н. И. Нейштадту (1955).

В районе д. Киндасово, в среднем течении р. Шуи, буровой скважиной были вскрыты верхние слои глин, слагающих эту депрессию. Глины в пыльцевом отношении оказались немыми. На содержание диатомовых водорослей проанализировано 4 образца. Всего определено 50 видов диатомовых с доминирующими пресноводными формами: Melosira italica, M. islandica subsp. helvetica, M. scabrosa, Diploneis domblittensis и др. Незначительное развитие видов р. р. Eunotia и Pinnularia, свойственных зарастающим водоемам, и довольно большое количество планктонных форм свидетельствуют о прозрачности и глубине бассейна. Дальше на север древний приледниковый бассейн прослеживается, во-первых, по наличию озерных осадков, а во-вторых, по террасам. Хорошо выраженные береговые уступы отмечены у озера Мунозера на абсолютной высоте 80—90 *м* и у д. Юркостров на высоте 90—100 *м* над уровнем моря. Водоразделы между отдельными заливами Онежского озера и узкими длинными озерами (Мунозеро, Пертозеро, Габозеро и др.) сложены кристаллическими породами, оглажены ледником и освобождены от моренной покрышки.

1 Условные обозначения даны ко всем пыльцевым диаграммам.

Обнаженность такого рода возвышенностей характерна для субаквальных районов (Марков, 1939), т. е. районов, подвергшихся размывающему действию морских или озерных вод.

Перешеек между озерами Сундозером и Палье сложен песками, супесями и суглинками. Ровная песчаная поверхность перешейка слегка наклонна с запада на восток: если на западе, в районе с. Гирвас, абсолютные отметки достигают 80, 90 и 100 *м*, то на востоке, у Ковдозера, высота местности снижается до 75, 72 и 68 *м* над уровнем моря. Общая величина наклона достигает, таким образом, 30—40 *м*. Многими расчистками и шурфами были вскрыты тонко-, мелко- и реже крупнозернистые пески с косой и перекрещивающейся слоистостью. Величина зерен отложений уменьшается с запада на восток; в районе с. Гирвас это, в основном, пески, которые по направлению к озеру Водлозеру сменяются супесями и у Ковдозера — суглинками. Отдельные слои песков наклонены под углом от 20 до 35—40°, причем направление уклона СВ, В и ЮВ, т. е. веерообразно расходится от с. Гирвас к озерам: Палье, Ковдозеро и Сундозеро.

Работами Ленгидэпа перешеек между озерами Палье и Сундозеро был изучен при помощи многочисленных буровых скважин, доходивших нередко до подстилающих дочетвертичных пород.

При анализе описаний скважин и разрезов, составленных Ленгидэпом по данным бурения, вырисовывается следующая картина геологического строения перешейка:

1. Диабазы, залегающие под четвертичной толщей, характеризуются очень неровной поверхностью. Четвертичные отложения, выполняющие все неровности и углубления поверхности подстилающих пород, достигают мощности свыше 40 *м*. В основании четвертичных отложений залегает морена, на ней или реже—прямо на диабазах—ленточные супеси и суглинки, в виде маломощных линз и слоев, перекрытые толщей более молодых песков. Толща песков очень неровная, содержит в себе линзы и включения более пылеватых или более крупнозернистых песков и супесей. Мощность песков достигает 30—35 *м*. Пыльцевой анализ толщи озерных осадков на перешейке между Сундозером и озером Палье показал наличие пыльцы сосны, ели, ивы, березы, ольхи и травянистых растений из семейств: злаковых, осоковых, грушанковых, розоцветных, крестоцветных, сложноцветных и др., а также споры плаунов, папоротников и мхов. Во всем разрезе (с глубины от 7,7 до 13 *м*) пыльцевой спектр не изменяется, пыльца древесных пород содержится в меньшем количестве, чем пыльца травянистых растений. Это дало возможность И. М. Покровской, производившей анализы, заключить, что осадконакопление шло примерно в одинаковых климатических условиях, в еще слабо залесенной лесотундровой или лесостепной местности. Время отложения озерной толщи установлено И. М. Покровской, как позднеледниковое, которое, по мнению одних исследователей, характеризовалось тундровыми климатическими условиями, а по мнению других—лесостепными. Эта фаза в развитии позднеледниковой и послеледниковой растительности некоторыми авторами условно называется фазой холодной степи.

Севернее Палье-Сундозерского перешейка, где кристаллические породы залегают близко к поверхности, например, в районе р. Нивки, соединяющей озера Палье и Кривозеро, буровыми скважинами Ленгидэпа были вскрыты ленточные глины сравнительно небольшой мощности (1,5—2 *м*).

Поперек р. Нивки было сделано 9 разрезов, показавших, что река течет в древней долине, сложенной мореной, выходящей на поверхность у краев долины. Сама долина выполнена озерно-ледниковыми отложениями, покрывающими морену, и, в свою очередь, перекрытыми тонким слоем более молодых пылеватых супесей. Толща песков, развитая на перешейке между Сундозером и озером Палье, здесь отсутствует.

В районе д. Тивдия и между Лижмозером и Кривозером на берегах рек и озер наблюдаются выходы ленточных глин, слагающих пониженные участки местности. Ленточные глины имеют мощность от 1 до 2 *м*. Залегают на морене и нередко перекрыты торфяниками.



Рис. 2. Разрез дельтовых отложений р-на Уссуны. (Фото авторов)

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что в районе перешейка Сундозеро — Палье располагается крупная дельта водного потока, текшего по современной долине р. Суны и впадавшего в озерно-ледниковый бассейн, занимавший Онежскую котловину и примыкающие к ней пониженные участки территории (рис. 2). Абсолютная высота дельты в наиболее высокой, западной части достигает 90 *м*. Соответственно этому, уровень бассейна, в котором была сформирована дельта, должен был быть несколько выше, около 100 *м* над уровнем моря. Высотная отметка в 100 *м* хорошо увязывается с отметками древних волноприбойных линий в районе Шуйской депрессии и с террасами на западном и восточном побережьях Онежского озера.

Пыльцевой и диатомовый анализы песков, вскрытых нами на берегу р. Суны у д. Уссуна, показал полное отсутствие в них палеофлористических остатков.

Близ западного берега озера Пялозерская ламба, на озерной равнине, ограниченной у д. Юркостров береговыми уступами, нами были вскрыты следующие осадки:

0,00—1,10 *м* — супесь, тонкая, серого цвета, без гальки;
1,10—4,20 *м* — суглинок, серого цвета, без гальки;
4,20—5,80 *м* — глина, пластичная, серого цвета, слоистая.

Пыльцевой анализ этих отложений обнаружил очень незначительное количество пыльцы ели, березы, сосны и ольхи. Аналогичные результаты были получены при изучении глинистых осадков на содержание диатомовых водорослей. По всему разрезу зафиксировано всего 12 видов, среди которых преобладают пресноводные формы р. р. Melosira, Cyclotella, Eunotia и др., что свидетельствует о пресноводном характере водоема, в котором произошло отложение суглинков и глин.

Таким образом, данные пыльцевого и диатомового анализов осадков, слагающих равнины в районе озер Палье и Сундозеро, позволяют считать их отложениями озерного бассейна, а ленточная слоистость нижних горизонтов этой толщи и очень малое количество обнаруженных в них палеофлористических остатков показывают, что здесь мы имеем дело с озерно-ледниковыми отложениями, видимо, времени древнего голоцена.

Озерно-ледниковые отложения к северу от Кондопожской губы вскрыты работами Ленгидэпа близ д. Сопохи у старой плотины озера Сандал (табл. 1). Озерно-ледниковые ленточные глины залегают здесь на морене или мелкозернистых и разнозернистых песках (нередко с галькой и гравием) и обычно слагают верхние горизонты четвертичной толщи. Мощность ленточных отложений до 10 *м*. Общая мощность четвертичной толщи свыше 20 *м* (скважины в 20—25 *м* глубиной подстилающих кристаллических пород не достигли). Абсолютная отметка залегания кровли глин колеблется от 56 до 65 *м*. Если прибавить к этой отметке еще 25—30 *м* (глубина бассейна, необходимая для образования ленточного строения в озерных осадках), то уровень водоема, в котором отложились глины, должен был достигать 80—90 *м*.

На западном, северном и восточном берегах Онежского озера наблюдается серия террас, особенно четко выраженных у Петрозаводска, Медвежьегорска и д. Челмужи.

Ленточные глины встречаются отдельными пятнами на абрадированной поверхности древнеонежских террас, на морене, достигая максимальной мощности (до 2,5 *м*) на пониженных участках в прибрежной полосе Онежского озера. Абсолютные отметки залегания ленточных глин от 30 до 70 *м*. Западнее Беломорско-Балтийского канала, где на глинах залегают тонкослоистые серые супеси, последние были проанализированы Е. Н. Черемисиновой на содержание диатомовых водорослей. Анализ показал содержание исключительно пресноводных форм диатомовых: Melosira scabrosa, Tabellaria fenestrata, Eunotia exigua, E. lunaris, Pinnularia lata.

В целом диатомовая флора очень близка по своим экологическим особенностям к комплексам, характерным для раннего голоцена и нижних горизонтов среднего. Следовательно, непосредственно к древнему голоцену здесь могут быть отнесены осадки, обладающие ленточным строением и являющиеся отложениями приледникового озера. По направлению к юго-востоку ленточные супеси сменяются тонкими косослоистыми песками с прослоями гравия и гальки, залегающими стратиграфически выше серых супесей и отделенными от них слоем гравийно-галечных отложений до 30 *см* мощности. Такого рода смена литологического состава пород свидетельствует о постепенном обмелении бассейна.

Граница абразионной деятельности Онежского приледникового озера на северном берегу Повенецкого залива отмечается, кроме террас, еще и по конфигурации водно-ледниковых аккумулятивных

Таблица 1

Механический состав озерно-ледниковых отложений у д. Сопохи

Литологический состав осадков	Номера скважин	2*	3*	4*	9*	10	11*	17	19-6*	20	21	29	28
	Мощность отложений в метрах	6,30	3,84	4,50	1,60	—	1,10	19—88	1—55	—	6,80	—	—
Песок	Глубина скважин в метрах	13,6	20,93	20,20	14,00	20,51	20,00	25,45	17,82	14,08	16,95	23,48	19,13
	Мощность отложений в метрах	2,85	2,31	8,50	0,88	1,83	1,10	—	0,50	4,50	—	6,63	2,10
Ленточная глина	Глубина скважин в метрах												
	Мощность отложений в метрах	—	9,85	5,00	11,52	12,51	13,60	—	13,93	2,68	9,10	16,85	14,45
Песок мелкозерн. и разнозерн.	Глубина скважин в метрах												
	Мощность отложений в метрах	—	—	—	—	5,71	3,43	—	1,50	—	1,05	—	—
Супесь	Глубина скважин в метрах												
	Мощность отложений в метрах	4,45	4,93	—	—	0,46	0,77	5,57	0,34	6,90	—	—	4,68
Песок с галькой и валунами	Глубина скважин в метрах												

Примечание: в скважинах, отмеченных звездочкой (*), верхний слой песка—дамба (насыпной грунт).

форм. Например, озы близ побережья современного Онежского озера показывают ясные следы перемывания: плоские, широкие вершины и пологие склоны.

Геоморфологическое описание северного берега Повенецкого залива было сделано Б. Ф. Земляковым и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1928). В районе Медвежьегорска и Повенца отмечена серия террас и береговых валов; отметка наивысшего уровня достигает 88—95 *м* над уровнем моря.

От Повенца почти вдоль всего восточного берега Онежского озера тянется прекрасно выраженная в рельефе озерная равнина, достигающая особенно значительных размеров в районе нижнего течения реки Водлы. Здесь отложения, слагающие равнину, были вскрыты и шурфами и буровыми скважинами различных производственных организаций (преимущественно СЗГУ и Ленгидэпом), благодаря чему могли быть изучены строение и характер четвертичных отложений. Так, для характеристики состава озерных отложений восточного побережья Онежского озера можно привести следующие разрезы, заданные в районе д. Римское:

Разрез № 1

0,00—0,10 *м* — почвенный горизонт.

0,10—4,20 *м* — глина, коричневато-серая, песчанистая, плотная, вязкая, пластичная, с тонкими прослойками тонкозернистого желтого песка.

4,20—6,00 *м* — глина, серовато-сизая, песчанистая, плотная, вязкая, пластичная, слоистая, с редкими тонкими прослойками серого тонкозернистого песка.

Разрез № 2

0,00—0,10 *м* — растительный слой.

0,10—0,80 *м* — песок, разнозернистый, пылеватый, с обилием гравия, гальки и мелких валунов.

0,80—2,00 *м* — гравий, крупная галька и валуны в разнозернистом песке.

2,00—4,25 *м* — супесь грубая, серая, с обилием гравия, гальки и мелких валунов.

4,25—6,25 *м* — песок, тонкозернистый, серый, сильно уплотненный.

6,25—6,50 *м* — песок, разнозернистый, слабо пылеватый, с гравием и галькой, ожелезненный, сильно уплотненный.

6,50—7,00 *м* — песок, тонкозернистый, желто-серый, с редкими гравием и галькой.

7,00—7,50 *м* — супесь тонкая, с мелким гравием и значительным содержанием крупной гальки.

7,50—8,50 *м* — песок серый, тонкозернистый, слабо пылеватый, плотный.

8,50—12,50 *м* — супесь серая, плотная.

12,50—13,90 *м* — супесь серая (грунт плывунного типа).

Глины, вскрытые разрезом № 1, и плотные супеси глубже 8,5 *м* в разрезе № 2 являются отложениями ледникового озера.

Озерно-ледниковые ленточные глины были вскрыты несколькими разрезами у пос. Шойваны и у пос. 2-й Неминский, где они залегают на абсолютной высоте около 100 *м*. Мощность глин здесь очень незначительна и не превышает 1,5 *м*; глины подстилаются мореной.

Буровыми скважинами Ленгидэпа на р. Водле и у д. Кубовская были вскрыты озерно-ледниковые отложения, представленные песками и глинами ленточного строения. Глины очень плотные, пластичные, шоколадно-коричневого и серо-коричневого цветов. Они подстилаются и перекрываются мореной. Здесь же, у д. Кукасовой и у Сюзикозера буровыми скважинами СЗГУ были вскрыты ленточные глины мощностью до 18 *м*, перекрытые более молодыми глинами, супесями и песками. Абсолютная высота залегания глин достигает 70 *м*, что хорошо увязывается с данными по другим участкам развития озерно-ледниковых ленточных отложений.

На правом берегу р. Юнги у Пай-ручья (Пудожский район) шурфами были вскрыты тяжелые суглинки без гальки и валунов, подстилаемые глинами, видимо, озерно-ледникового происхождения. Образцы из этого разреза, проанализированные на содержание пыльцы и диатомовых, оказались немыми. Только на глубине 0,5 *м* было обнаружено два вида: Nitzschia Clausii и N. filiformis и единичные пыльцевые зерна ели и березы.

Широкое развитие ленточных отложений в районах, прилегающих к Онежскому озеру, а также прекрасно выраженное ленточное строение их позволило К. К. Маркову (1931) провести здесь геохронологические исследования. К. К. Марков указывает, что севернее линии от устья р. Свири на д. Авдеевскую ленточные отложения пользуются почти повсеместным распространением и залегают почти в каждом незначительном понижении. Они отличаются отчетливо дифференцированными отдельными лентами с четко выраженным зимним и летним слоем внутри каждой ленты.

Таким образом, все приведенные выше данные подтверждают существование в котловине Онежского озера и в районе прилегающих к нему понижений обширного приледникового озера, уровень которого достигал 100 *м* над современным уровнем моря. Имел ли этот бассейн соединение с Балтикой, в настоящее время сказать трудно. По-видимому, не имел, так как, по данным И. М. Покровской и В. В. Шаркова (1947), котловина Онежского озера освободилась от льда примерно на 2500—2800 лет раньше, чем котловина Ладожского озера и, следовательно, когда в котловине Онежского озера, уже существовал приледниковый бассейн, Ладожское озеро было еще занято льдом.

Таково же мнение и К. К. Маркова (1931), пришедшего, на основании геохронологических исследований, к выводу о том, что в Ленинградской области, в узкой полосе севернее глинта край ледника находился значительно позднее того времени, когда он оставил Заонежье.

2. ЛАДОЖСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Второе крупное приледниковое озеро, более молодое, чем Онежское, имело место в котловине Ладожского озера и его окрестностях. Осадки этого озера широко представлены вдоль восточного побережья Ладоги, где они слагают прекрасно выраженную в рельефе Олонецкую равнину. На северном и северо-западном берегах Ладожского озера ленточные глины залегают почти во всех понижениях, открытых в сторону озера. Ленточные отложения Ладожского приледникового озера были изучены при помощи многих разрезов, произведенных здесь в разное время различными организациями.

В районе г. Салми буровая скважина, заданная СЗГУ, вскрыла следующие отложения:

0,00—0,20 *м* — почвенно-растительный слой.
0,20—2,00 *м* — глина, серовато-коричневая, песчаная.
2,00—14,00 *м* — суглинок, серый, полосчатый, наблюдаются темные и светлые прослои.
14,00—16,00 *м* — песок, тонкозернистый, серый.
16,00—19,65 *м* — суглинок, серый, полосчатый.
19,65—21,45 *м* — песок, тонкозернистый, серый.
21,45—35,20 *м* — суглинок, серый, полосчатый.
35,20—45,80 *м* — глина, песчаная, плотная, темно- и светло-коричневая, с прослоями разнозернистого серого и темно-серого песка.
45,80—51,85 *м* — песок, разнозернистый, с галькой и валунами гранита, слюдистых сланцев, гнейсов.
51,85—255,30 *м* — биотитовый гнейс.

Судя по разрезу, непосредственно на кристаллические породы налегает морена (разнозернистый песок с галькой и валунами), а все горизонты, располагающиеся выше, являются осадками каких-то водных бассейнов. За отсутствием данных о возрасте этих осадков остается предположить, что отложения приледникового озера начинаются здесь с глубины 45,80 *м*, т. е. сразу после морены и венчаются полосчатыми суглинками, верхняя граница которых находится на глубине 2,00 *м*. Смену суглинков тонкозернистыми песками следует, вероятно, отнести за счет изменений условий отложения, вызванных изменением условий таяния ледника. Исходя из такого предположения, мощность позднеледниковых отложений можно определить величиной в 43—44 *м*.

Другими скважинами в Олонецком районе были вскрыты, по-видимому, позднеледниковые отложения мощностью от 5 до 12 *м*.

При поисково-разведочных работах на кирпично-черепичное сырье в районе г. Олонца геологами СЗГУ был составлен следующий сводный геологический разрез:

№ горизонта	Описание породы	Колебания мощности в *м*	Средняя мощность в *м*
1	Растительный слой	0,15—0,60	0,30
2	Пески и супеси желтые, тонкозернистые, хорошо отсортированные, глинистые	0,00—4,40	1,28
3	Суглинки бурые, с прослойками песков, с неясно выраженной ленточной слоистостью	0,00—1,05	0,60
4	Глина, плотная, ленточного строения	0,10—7,20	3,32
5	Глина, шоколадного и коричневато-серого цвета, жирная, вязкая, пластичная, с прослоями голубовато-серой тонкослоистой глины	0,00—5,35	1,75
6	Глина, тонкослоистая, плотная, иловатая в нижней части, с редким гравием и галькой		
7	Песок, глинистый, несортированный, с галькой и гравием	0,4—0,6	0,5

Из разреза видно, что отложения приледниковых озер охватывают 3, 4, 5 и 6 горизонты и средняя мощность их для данного района свыше 6 *м*.

Севернее, в районе Питкяранты, на правом берегу реки Хихниёки В. В. Шарковым описан следующий разрез:

0,0—0,3 *м* — почвенный слой с растительностью.
0,3—0,6 *м* — песок, мелкозернистый, желтого цвета, неслоистый.
0,6—1,1 *м* — песок, мелкозернистый, светло-серый, с прекрасно выраженной горизонтальной слоистостью.
1,1—2,7 *м* — песок, светло-серый, с горизонтальной слоистостью. Слоистость носит характер ленточной и обусловлена чередованием слоев, состоящих из очень тонкозернистого песка. Местами встречаются прослои с косой слоистостью.
2,7—3,05 *м* — песок, среднезернистый, серого цвета, с косой слоистостью.
3,05—3,85 *м* — песок, очень тонкозернистый, серого стального цвета, состоит из отдельных слоев мощностью 8—10 *см*. В пределах слоев наблюдается косая слоистость.
3,85—10,35 *м* — ленточные суглинки и глины серо-стального цвета.
10,35—13,35 *м* — песок, мелкозернистый, серого цвета, чередующийся с пропластками суглинка и глины. Четко выражена слоистость.
13,35—16,35 *м* — песок, среднезернистый, серого цвета, с горизонтальной слоистостью. Внутри отдельных слоев наблюдается косая слоистость.

Здесь вскрыт полный цикл ленточных отложений, начавшийся и закончившийся песками. Общая мощность осадков — 16 *м*.

В долине р. Сумерианъёки В. В. Шарковым (1945) была вскрыта одиннадцатиметровая толща ленточных отложений.

В Куркиёкском районе в 1946 г. Г. С. Биске было задано несколько буровых скважин: у озера Куореярви, где была вскрыта толща ленточных глин мощностью в 4,5 *м*, ниже которой залегает песчаная мелкозернистая морена. В 1 *км* от пос. Оппола буровая скважина прошла 9 *м* ленточных глин, а возле озера Риткяярви под 3,5-метровой толщей торфа залегают ленточные глины, вскрытые до глубины 8 *м*.

Абсолютные отметки залегания ленточных осадков в районе северного Приладожья неодинаковы: западнее г. Сортавала они не превышают 23 *м*, в то время как в окрестностях г. Сортавала достигают 30 *м*, а дальше на восток — до 60—65 *м* над уровнем моря.

На основании абсолютных отметок залегания ленточных глин можно предположить, что в районе Ладожского озера имели место несколько разновозрастных приледниковых озер. Учитывая, что минимальная глубина бассейна, необходимая для отложения ленточных осадков, должна равняться 20—30 *м*, береговые линии этих приледниковых озер должны находиться на 45—50 *м* и 85—90 *м* над уровнем моря.

Возле д. Леппясилта В. В. Шарковым отмечена абразионная терраса на высоте 90 *м* над уровнем моря, а в районе д. Кителя В. Рамсей (Ramsay, 1931) замерил береговую линию на 93 *м* абсолютной высоты. Обе береговые линии являются, по-видимому, отметками уровня более высокого приледникового бассейна, осадки которого залегают на высоте 60—65 *м*. Абсолютная отметка приледникового озера с более низкими отметками уровня не выражена в виде терра-

совых уступов (во всяком случае, в настоящее время нет никаких данных по этому вопросу), но ее нетрудно установить по характеру отложений. Например, в западной части северного Приладожья ниже 45—55 *м* наблюдается большое количество оголенных возвышенностей, и залегающая на склонах морена более крупнозернистая и каменистая. Понижения выполнены глинами, супесями и тонкозернистыми песками. Выше 45—55 *м* оголенные возвышенности встречаются реже, слой морены более мощный и отложения глины и других мелкозернистых осадков наблюдаются очень редко. По-видимому, в то время, когда северное побережье Ладожского озера еще было занято льдом, южная часть его и прилегающие к ней с запада, юга и востока равнины являли собой единый приледниковый бассейн. После отодвигания края ледника дальше на северо-запад этот южный бассейн соединился с приледниковым озером, образовавшимся в западной части северного Приладожья. Это общее приледниковое озеро и отложило свои осадки на абсолютной высоте до 30 *м*. Ленточные осадки, залегающие выше, были отложены в более молодых, небольших озерках, возможно, подпруженных льдом.

По данным К. К. Маркова (1931), Ладожское ледниковое озеро соединялось с Невским ледниковым озером, высшая береговая линия которого в районе Карельского перешейка достигает высоты от 32 до 55 *м* над уровнем моря.

Отдельные приледниковые озера более мелкого масштаба имели место почти всюду, где условия рельефа благоприятствовали скоплению талых ледниковых вод.

3. СЕГОЗЕРСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Значительное по размерам приледниковое озеро существовало в котловине современного Сегозера и к северо-западу от него, захватывая озера Сонозеро, Сяргозеро, Маслозеро, Лазаревское и ряд соседних более мелких озер. Морфологические следы позднеледникового бассейна выражены в виде обширной озерной равнины, с мелкими озерами-реликтами, а также в легкой террасированности берегов современных озер и склонов водно-ледниковых аккумулятивных форм, располагающихся в пределах береговой линии древнего водоема. А. И. Барановой (1951) отмечены террасы на северном берегу Маслозера: 1-я высотой 0,6 *м*, 2-я — 4,5 *м* и 3-я — 9,6 *м* над уровнем современного озера. Столько же террас, только более высоких, констатируется на западном берегу озера Лазаревского: 1-я терраса — 1 *м*, 2-я — 11 *м* и 3-я — 18 *м* над уровнем озера. На восточном берегу Сяргозера насчитывается всего две террасы: 0,5 и 3,3 *м* над уровнем озера. М. А. Лаврова (1933) на южном берегу Сегозера отмечает несколько террас, наивысшая из которых достигает 134 *м* над уровнем моря. Абсолютная отметка озера Лазаревского около 130 *м*; если к этой цифре прибавить высоту самой высокой террасы, установленной на берегу этого озера — 18 *м*, то наивысший уровень, которого достигал древний озерный бассейн, выражается цифрой в 148 *м* над уровнем моря.

Разрезы, заданные нами и другими исследователями на различных участках озерной равнины, вскрыли мелко- и тонкозернистые слоистые пески и глины, мощность которых колеблется в значительных пределах.

Воды Сегозерского приледникового озера, вероятно, заливали водораздел между Сегозером и Выгозером, где глубина озера была

очень невелика, так как вся поверхность водораздела (за исключением пониженных участков) сложена мореной, а аккумулятивные водно-ледниковые формы (озы, камы) не показывают следов размыва. Однако поверхность морены абрадирована, о чем свидетельствует большое количество отпрепарированных валунов и скопления валунника в руслах ручьев и рек, нередко, в настоящее время, уже сухих. Отсутствие каких-либо волноприбойных береговых линий не позволяет установить границу распространения озерных вод. Не исключена возможность, что абразия поверхности между Сегозером и Выгозером обязана своим происхождением деятельности широких безрусловых потоков талых ледниковых вод, текших от тающего льда в существовавшие тогда озерные бассейны.

4. ВЫГОЗЕРСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Отдельный приледниковый бассейн имел место в котловине Выгозера, протягивался на юго-восток почти до границы с Архангельской областью.

В той части древнего бассейна, которая располагалась к юго-востоку от Выгозера, контуры водоема установлены на основании развития послеледниковых песков (вероятно, покрывающих более древние озерные отложения) и по распространению абразионной поверхности, характеризующейся значительной выравненностью и наличием большого количества отпрепарированных валунов.

Отложения западной части Выгозерского приледникового бассейна были вскрыты работами Ленгидэпа в 2 *км* от ст. Летняя Кировской железной дороги на берегу р. Выг. Здесь, на равнине, абсолютная высота которой достигает 50 *м*, было задано несколько буровых скважин, с помощью которых установлено, что в основании четвертичной толщи залегает морена (мощностью до 2,5 *м*), перекрытая глинами и песками. В таблице 2 приводятся схематические разрезы по нескольким скважинам.

Таблица 2

Разрезы четвертичных отложений в районе ст. Летней

Литологический состав осадков	Номера скважин						
	12	14	13	16	19	9	11
	Мощность отложений в метрах						
Супесь или песок	1,25	0,5	0,7	1,0	1,5	1,3	—
Глина, плотная, в верхней части слоистая	1,75	3,5	4,6	5,25	3,5	4,9	3,2
Морена	1,25	3,25	2,7	—	1,0	1,4	2,8

Всеми разрезами установлено, что верхние горизонты глин слоистые, а нижние — однородные.

В районе Маткожненского гидроузла многими буровыми скважинами были вскрыты глины, суглинки и пески общей мощностью до 14 *м*, залегающие на морене или прямо на кристаллических породах. Состав и мощность отложений иллюстрируются таблицей 3.

Таблица 3

Разрезы четвертичных отложений в районе Маткожни

Литологический состав осадков	Номера скважин							
	12	29	22	33	13	30	1	2
	Мощность отложений в метрах							
Песок, мелко- и разнозернистый, иногда с растит. остатками	1,00	4,00	1,50	5,00	5,50	0,40	7,00	4,50
Песок глинистый	2,00	—	1,00	—	—	—	—	—
Глина пластичная, серая	—	4,00	6,50	7,00	8,00	7,00	6,00	6,50
Глина песчаная, с гравием и галькой	—	2,00	1,50	0,50	—	—	—	0,50
Валуны (морена)	6,00	0,60	—	1,00	—	1,20	1,40	—
Биотитовые гнейсы и сланцы	—	3,50	3,24	1,18	0,30	0,15	0,20	0,10
	Глубина скважин в метрах							
	9,00	14,10	13,74	14,68	13,80	8,75	14,60	12,60

В районе дд. Майгубы и Шавани морена залегает на кристаллических породах (выходы которых наблюдаются повсеместно), представлена разнозернистыми песками и достигает мощности в 1,5—2, реже 4—5 *м*. Отложения приледникового озера представлены плотными ленточными супесями, мощностью не больше 1 *м*, залегающими линзообразно.

Подобный же характер залегания озерно-ледниковых осадков наблюдается в нижнем течении р. Онды и у г. Сегежи.

Видимо, глубина выгозерского приледникового бассейна, особенно в районе западного берега Выгозера, была сравнительно невелика и деятельность его, на большей части площади его распространения, выразилась в размыве морены и флювиогляциальных отложений. К северу, по направлению к Белому морю, площади развития озерно-ледниковых глин постепенно увеличиваются, и в нижнем течении р. Выг наблюдается обширная равнина, тянущаяся до самого моря, на основании чего можно судить, что Выгозерское приледниковое озеро сливалось (или было частью) с крупным бассейном, отложения которого обнаружены вдоль южного побережья Белого моря.

5. КУЙТИНСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Крупный озерно-ледниковый бассейн располагался в районе озер Среднего и Нижнего Куйто и верхнего течения р. Кеми. Морфологические следы его остались в виде озерной равнины, широко развитой в верхнем течении р. Кеми, и более мелких озерных равнин, занимающих большинство понижений дочетвертичного рельефа, а также в виде террас, отмеченных нами севернее с. Ухты и восточнее озера Н. Куйто. Осадки этого бассейна, вскрытые многими горными выработками, представлены, как и в пределах других озерно-ледниковых бассейнов, ленточными глинами, супесями и песками различной мощности.

Ленточные глины были исследованы нами в береговых обнажениях р. Ухты и вскрыты буровыми скважинами Ленгидэпа во впадине Ляммиипохья (с. Ухта) и в районе Панозера и Юшкозера.

6. ТОПОЗЕРСКО-ПЯОЗЕРСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Значительный по площади озерно-ледниковый бассейн располагался в районе Топозера, Пяозера и продолжался в виде отдельных взаимосвязанных менее крупных озер на северо-запад. Северная часть Карелии еще плохо изучена, поэтому морфологические следы бассейна мало известны. На перешейке между Топозером и Пяозером, сложенном серыми слоистыми глинами, наблюдаются следы стока вод, осуществлявшегося не по р. Софьянге, а по двум широким понижениям, в настоящее время заболоченным. Северо-западные берега Топозера представляют собою равнину, соединяющуюся с равниной у юго-восточных берегов Пяозера.

По берегам Пяозера, дальше на северо-запад от д. Софьянги озерные отложения слагают узкую полосу вдоль современных берегов, и только у впадения в Пяозеро р. Оланги снова наблюдается широкая равнина, сложенная глинами, местами перекрытыми песками. Р. Оланга, разрезающая эту долину, выработала в озерных отложениях террасы; также наблюдаются террасы на самой озерной равнине близ горы Кивакка. С севера эта равнина ограничена комплексом камов.

Более мелкие по площади озерные равнины отмечены между Пяозером и Кундозером, в районе Соколозера, на восточном берегу Рувозера и на Сушезере. Слагающие эти равнины глины имеют весьма значительную мощность и протягиваются полосами вдоль рек, соединяющих названные озера.

Глины были хорошо изучены при исследованиях на строительство Кумской ГЭС, производившихся здесь Ленгидэпом в 1954 г., в результате чего было установлено сходство толщи кумских глин с глинами в районе рек Оланги и Иовы. Кумские глины четко делятся на два горизонта: верхние суглинки и глины коричневато-серого цвета с отчетливой комковатой структурой и нижние синевато-серые бесструктурные пластичные глины. Вся толща глин подстилается и венчается песками.

Палеофлористические исследования озерных отложений производились нами в следующих пунктах северных районов Карелии:

Р. Кума (коллекция образцов О. С. Подкаминера), озеро Топозеро (коллекция образцов Г. В. Нефедова), озеро Пяозеро, р. Кундозерка (коллекция образцов Н. И. Апухтина) и др. Пыльцевой анализ этих отложений выявил полное отсутствие в них остатков древесной и травянистой растительности. Почти аналогичное явление показали и результаты диатомового анализа.

Бедная диатомовая флора была обнаружена только в районе южного побережья Пяозера и на р. Куме, где она приурочена к верхним горизонтам глин. Диатомовая флора представлена пресноводными видами: Melosira italica et var. valida, Pinnularia borealis, P. Braunii и другими видами из р. р. Melosira и Eunotia. Большинство этих форм являются представителями холодолюбивых видов.

Отсутствие в северокарельских озерных глинах пыльцы и экологический анализ диатомовой флоры позволяют высказать предположение о существовании, во время отложения этих осадков, сурового

климата и очень неблагоприятных биологических и физико-географических условий, препятствовавших развитию древесной растительности и диатомовых водорослей. Подобные условия, как уже нами указывалось, характерны для приледниковых водоемов. Следовательно, генезис глин может рассматриваться как озерно-ледниковый; что же касается времени их образования, то это, должно быть, бореальный период или, согласно схеме М. И. Нейштадта — ранний голоцен. Правильность этого вывода подтверждается результатами палеофлористических исследований послеледниковых отложений (см. раздел „средний голоцен"), которые выявили, что в северной Карелии осадки озерно-ледникового генезиса, обладающие ленточным строением, перекрываются непосредственно отложениями атлантического возраста.

7. БЕЛОМОРСКОЕ ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО

Вдоль всего Карельского берега Белого моря располагается равнина, сложенная глинами, перекрытыми или подстилающимися песками. Характер отложений и абсолютные отметки залегания этих осадков приводили многих исследователей к заключению об их морском генезисе. Однако данные палеонтологических исследований очень часто подтверждают, что глины Беломорского побережья были отложены в пресном водоеме.

Так, карьером кирпичного завода у ст. Сосновец вскрыты серые пластичные глины, диатомовый анализ которых дал следующие результаты: до глубины 0,5 *м* глины немые, в горизонте с глубины 0,6 *м* обнаружены единичные диатомовые Melosira italica; до глубины 1,0 *м* глины снова немые и лишь на глубине 1 *м* обнаружен комплекс пресноводных форм, представленный Melosira ambigua, M. distans, M. granulata, M. islandica subsp. helvetica, M. italica, Cyclotella Kützingiana, Stephanodiscus astraea var. minutum.

Сходный комплекс пресноводных диатомовых был обнаружен в окрестностях разъезда Топорного (Лоухский район).

Буровыми работами Ленгидэпа толща глин была прослежена в нижнем течении р. Выг. Здесь территория показывает ясные следы размыва: возвышенности кристаллических пород оголены и четвертичные отложения залегают только в понижениях, нередки скопления валунов на поверхности.

Разрез четвертичной толщи, вскрытой многими буровыми скважинами, иллюстрируется таблицей 4.

Горизонт глин, подстилаемый и венчаемый песками, прослеживается во всех разрезах и местами достигает мощности свыше 17 *м*.

В районе г. Беломорска Ленгидэпом составлено несколько разрезов через р. Выг, из которых явствует, что непосредственно на гранито-гнейсах залегает морена, в самом русле реки размытая и заменяющаяся аллювиальными разнозернистыми гравелистыми песками. На морене лежат голубовато-серые пластичные глины, мощностью от 1 до 7 *м*, покрытые слоем торфа. Подобный же состав отложений был описан нами для района д. Шижни и вдоль р. Нюхчи, а также отмечен рядом других исследователей в окрестностях деревень Юково и Малошуйка. Местами глины характеризуются ленточной слоистостью и переслаиваются и перекрываются мелко- и тонкозернистыми песками, нередко также слоистыми.

Глины прослеживаются также к северу от г. Беломорска, где обнажаются в береговых обрывах рр. Шуи, Кеми и Летней.

Таблица 4

Разрезы четвертичных отложений в нижнем течении р. Выг

Литологический состав отложений	Номера скважин				
	176	180	182	183	187-а
	Мощность отложений в метрах				
Песок, мелко- и разнозернистый	1,50	—	—	2,05	
Глина, пластичная, серого цвета, иногда слоистая	10,50	11,50	17,05	9,75	6,20
Суглинок тяжелый	—	—	—	—	0,30
Песок с гравием и галькой	1,35	6,80	2,45	—	7,45
Валунно-галечные отложения (морена)	0,45	—	—	7,10	—
Гранито-гнейс	—	—	—	1,80	5,75
	Глубина скважин в метрах				
	13,80	18,30	19,50	20,70	19,70

Наиболее полные сведения имеются о строении четвертичной толщи долины р. Кеми, где Ленгидэпом в 1932 и 1956 гг. были произведены большие буровые работы. Бурением установлено, что всюду на кристаллических породах залегает морена, перекрывающаяся более молодыми сортированными осадками (песками, глинами и т. п.). Мощность морены колеблется в значительных пределах, достигая наибольшей величины (30 *м*) в районе р. Белой. На поверхности морена представлена маломощным покровом на грядах и холмах, сложенных докембрием.

Из осадков, покрывающих морену, наибольшим распространением пользуются глины (в очень многих скважинах подстилаемые хорошо отсортированными песками). Распространение глин вдоль долины р. Кеми неравномерно: от устья реки до д. Авнепорог глины заполняют все понижения и из-под них выступают возвышенности, сложенные коренными породами и, покрытые мореной; от Авнепорога до р. Шомбы глинами выполнены только понижения в пределах самой долины, а в глубь берега, по склонам они трансгрессивно налегают на все нижележащие слои, уменьшаясь в мощности, вверх по склону, до нескольких сантиметров. Глины распространяются также и по притокам р. Кеми, даже и по очень небольшим. Наивысшая абсолютная отметка кровли глин — 70—75 *м*.

По указанию С. В. Яковлевой (1933), в кемских глинах была найдена Yoldia arctica; в то же время диатомовый анализ глин из района д. Подужемье, произведенный нами, не обнаружил ни одного морского вида диатомовых. Богатая пресноводная диатомовая флора, в которой преобладают виды из рр. Eunotia и Pinnularia, свойственные водоемам с большим содержанием гуминовых кислот, и отсутствие планктонных видов свидетельствуют о том, что глины были отложены в пресном водоеме, не отличавшемся глубиной. Единичная находка моллюска Yoldia arctica в данном случае не может служить доказательством морского характера бассейна.

Таким образом, равнинность рельефа южной части Карельского берега Белого моря, ленточный характер слагающих ее осадков

и пресноводный состав обнаруженных в этих осадках диатомовых свидетельствуют о том, что здесь имел место приледниковый бассейн.

Следы абразионной деятельности озерных вод наблюдаются на сравнительно большом расстоянии от береговой линии. Границу между территорией, не подвергавшейся воздействию вод озерно-ледникового бассейна, и районами, в какой-то степени видоизмененными этой деятельностью, можно провести через следующие пункты: от ст. Тунгуда на Нижнее Летнее озеро, между поселками Рамое и Нахканое, по р. Уде на Удозеро и к широтному колену р. Шуи, далее параллельно верхнему течению р. Оланги (Шуйской) на р. Нижнюю Охту и д. Авнепорог, затем, делая зигзагообразный изгиб, граница тянется на озеро Поньгома, Верхнее Кумозеро, западнее озера Кереть на Тикшезеро и на ст. Чупу.

К западу от этой линии на поверхности залегает неперемытая морена; обнажения подстилающих кристаллических пород встречаются сравнительно редко, аккумулятивные формы сохранили свои первоначальные резкие очертания и не показывают следов размыва. Наоборот, местность, расположенная между вышеуказанной границей и Белым морем, характеризуется чертами, свойственными субаквальным районам: обилие оголенных выходов коренных пород, морена размытая, с значительным количеством валунов на поверхности, иногда со следами легкой сортировки, в понижениях рельефа — сортированные водные осадки, преимущественно глины, реже — пески. На крупных озах и камах нами неоднократно отмечались абразионные уступы, а более мелкие аккумулятивные формы также размыты с поверхности, за счет чего они, в настоящее время, отличаются пологими склонами и плоскими вершинами. Характерно наличие плоских песчаных плато, залегающих на высоких абсолютных отметках. У подножья аккумулятивных форм наблюдаются песчаные шлейфы.

Все приведенные данные достаточно убедительно говорят о том, что территория подвергалась длительному воздействию вод какого-то бассейна. Наивысшая абсолютная отметка, на которой обнаружены следы деятельности этого бассейна, достигает 90—100 *м*. Если предположить, что это был морской бассейн, то в этом случае вся территория южного и юго-западного Беломорья, располагающаяся ниже 100 *м*, должна была бы покрыться морскими водами. Однако комплекс камов у д. Сумский Посад и аккумулятивные формы у Выгозера не показывают следов размыва или абразии: это крутосклонные холмы с округлыми вершинами, сложенные песками с небольшим количеством гравийно-галечно-валунного материала; песчано-глинистые осадки, залегающие в пониженных участках территории, характеризуются пресноводным составом диатомовых.

Видимо, следы аккумулятивной и абразионной деятельности, наблюдаемые вдоль Беломорского побережья, связаны с водами приледникового озера, заливавшего эту территорию в то время, когда сама котловина Белого моря была еще занята льдом. В это же время, возможно, в теле мертвой массы льда формировалась часть водноледниковых аккумулятивных форм, которые поэтому и не подверглись абразии или подверглись ей несколько позже, после таивания льда и спада вод озерно-ледникового бассейна, подпруженного этим льдом.

Многочисленными пыльцевыми анализами установлено, что озерно-ледниковые отложения южной Карелии могут быть отнесены к древнему голоцену; подобные же отложения северных районов республики непосредственно перекрываются осадками атлантического возраста и, по-видимому, являются образованиями бореального периода или,

согласно схеме М. И. Нейштадта (1955), относятся к раннему голоцену. Отсутствие в северных районах Карелии более древних озерных отложений заставляет предположить существование каких-то причин, препятствовавших формированию этих осадков. Повсеместность же этого явления отрицает возможность объяснения его чисто местными условиями. Общей причиной, по которой здесь не могли формироваться отложения более древние, чем осадки раннего голоцена, может быть только ледяной покров, сохранившийся в ряде мест северной части Карелии значительно дольше, чем в южных районах.

Из всего вышеизложенного явствует, что озерно-ледниковые отложения имеют широкое распространение на территории Карелии. Помимо рассмотренных участков развития этих отложений, связанных с перечисленными крупными приледниковыми озерами, имеется ряд других районов, где осадки приледниковых озер слагают нередко значительные площади.

Литологический состав отложений приледниковых озер довольно постоянен: это, в первую очередь, ленточные глины, затем — суглинки, супеси и реже — пески. Нередко все эти разновидности встречаются в одном разрезе. Ленточные глины различных районов республики аналогичны, но иногда несколько различаются по механическому составу. Так, механический анализ глин (рис. 3) из четырех точек — перешейка между озерами Палье и Сундозеро (1), д. Сопоха (Кондопожский район) (2), р. Кундозерки (3) и у Выгострова (4) — показал, что, в целом, преобладает пылеватая и глинистая фракции, содержание которых доходит до 100%. Глины у Выгострова отличаются более мелкозернистым механическим составом. Во всех 4 точках образцы брались из одного разреза, с различных глубин и, как можно видеть на диаграмме, они все же отличаются друг от друга по процентному содержанию песчаной и глинистой составляющих. Механический состав ленточных глин, видимо, не столько зависит от состава первичного материала, сколько от глубины и характера бассейна, в котором они отлагались, и от режима потоков, вносивших в этот бассейн взвешенный материал.

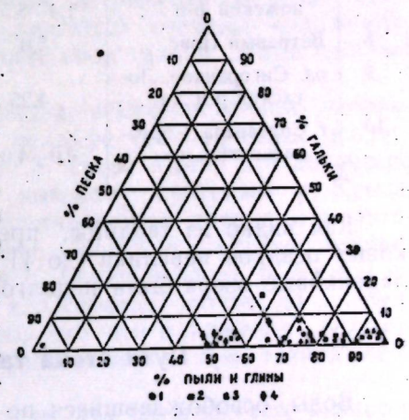


Рис. 3. Диаграмма механического состава озерно-ледниковых отложений

Цвет ленточных глин, наоборот, находится в тесной зависимости от исходного материала, что подтверждается рядом примеров. Как правило, преобладают синевато-серые тона различной интенсивности, но в районе развития красноцветных пород глины приобретают красновато-коричневую окраску, а в районах выходов шунгита и углистых сланцев — темно-серую, во влажном состоянии даже угольно-черную окраску.

Отложения приледниковых озер редко представлены только глинами; чаще всего толща этих отложений отражает собою весь цикл осаждения, от песков к глинам и обратно, или наоборот: начинается с глин и венчается песками.

Мощность толщи озерно-ледниковых отложений колеблется в весьма значительных пределах: от нескольких десятков сантиметров

до десятков метров. С целью характеристики мощности озерно-ледниковых осадков в различных местах исследованной территории ниже приводится сводная таблица, составленная по данным различных исследователей.

Таблица 5

Мощность озерно-ледниковых отложений в Карелии

№ п/п	Местоположение разреза	Мощность слоя осадков в *м*	№ п/п	Местоположение разреза	Мощность слоя осадков в *м*
1	с. Пудож, Пудожский р-н	20—60	11	оз. Палье, Кондопожский р-н	6,20
2	д. Шойваны, Медвежьегорский р-н	1,15	12	р-н Пальезерской ГЭС	1,6—6,0
3	д. Инема, Олонецкий р-н	5,0	13	р. Колода, Пудожский р-н	11,0
4	с. Ведлозеро, Пряжинский р-н	3,6	14	д. Малошуйка, Беломорский р-н	1,35
5	р. Нивка, Кондопожский р-н	1,1—2,8	15	д. Юково, Беломорский р-н	2,50
6	д. Тивдия, Кондопожский р-н	1,0—2,0	16	д. Заозерье, Пудожский р-н	11,0
7	д. Сопоха, Кондопожский р-н	1,4—8,5	17	Сев. Приладожье, Сортавальский р-н	4,5—11,0
8	Ветреный Пояс	5,0	18	д. Юркостров, Кондопожский р-н	1,6
9	оз. Сигорецкое, Лоухский р-н	4,25	19	д. Тюккула, Олонецкий р-н	2,2
10	г. Сортавала, Сортавальский р-н	2,0—4,0			

Как видно из таблицы, преобладающая мощность озерно-ледниковых осадков невелика (до 11 *м*); следовательно, в основном, приледниковые озера были недолговременны.

Пути стока талых ледниковых вод

Воды, освобождавшиеся по мере таяния ледника, скапливались в понижениях рельефа кристаллических пород и стекали в крупные водоемы: Белое море и Онежское и Ладожское озера, а через последние — в Балтику и отчасти в верховья р. Волги. Сток вод осуществлялся по пониженным участкам доледникового рельефа, предопределенным тектоникой.

В пределах Карелии отмечено несколько таких тектонических линий, которые служили местом стока талых ледниковых вод: 1) депрессия озера Остёр и р. Кумсы, 2) р. Лужма — Селецкое озеро — р. Янгозерка — р. Гумарина — озеро Руагъярви — р. Семча — р. Суна, 3) Крошнозеро — Топозеро — р. Тукша — Важинское болото, и, возможно, дальше по р. Важинке, 4) Крошнозеро — Топозеро — озеро Вооружъярви — озеро Матчезеро — озеро Сегозеро — озеро Утозеро — р. Олонка, 5) озеро Топорное — р. Топорная — Вагозеро — Сигозеро, 6) верховья р. Суны от озера Мотко до озера Гимольского, 7) р. Водла, 8) низовья р. Кеми.

По первой тектонической линии воды Сегозерского приледникового бассейна, объединенного с Маслозером и Сяргозером, имели сток в Онежский приледниковый бассейн, через р. Кумсу.

Тектоническая депрессия, занятая озером Остёр, р. Остёр и р. Кумсой, считается возможным путем проникновения вод Белого моря в Онежское озеро. Северная часть депрессии была детально изучена М. А. Лавровой во время исследований под проектирование постройки Беломорско-Балтийского канала. Особенно тщательно были исследованы Масельгская губа и водораздельный участок между Сегозером и озером Остёр.

Коротко, результаты исследования заключаются в следующем: с запада и востока водораздельный участок ограничен диабазовыми кряжами, имеющими относительную высоту 30—40 *м*. Наивысшая точка водораздела достигает 12,61 *м* над уровнем Сегозера. Ширина водораздела колеблется от 50 до 300 *м*, длина достигает 2800 *м*. Кристаллические породы, слагающие основание водораздела, перекрыты валунными, слегка глинистыми песками, местами со следами сортировки материала, выразившейся главным образом в обилии валунов на поверхности. На валунные пески к северу от д. Карельской Масельги налегают отложения послеледниковых бассейнов, образующие прекрасно выраженные террасы, прилегающие к склонам кряжей из кристаллических пород.

Стратиграфически выше ледниковых отложений залегают озерно-ледниковые ленточные глины, перекрывающиеся морскими (по М. А. Лавровой) песками с ракушечным детритусом морских моллюсков. Самыми молодыми слоями являются озерные отложения, представленные песками с большим количеством гальки. Этими песками сложены более низкие террасы.

Южнее этого водораздельного участка, в юго-восточном направлении, тянется хорошо выраженная в рельефе тектоническая депрессия, занятая озером Остёр и р. Остёр. У озера Матка эта депрессия сливается с другим понижением, по которому протекает р. Кумса. Склоны обеих депрессий сложены кристаллическими породами и круто, местами даже отвесно, опускаются к дну. Особенно отчетливо депрессии выражены вдоль нижнего течения р. Остёр и вдоль р. Кумсы от ее широтного колена (в 8 *км* выше д. Остречье) почти до г. Медвежьегорска. Уже по рельефу видно, что эти понижения должны были являться путями стока вод, образовавшихся при таянии ледника.

Долина р. Кумсы, особенно там, где она расширяется, является местом развития водно-ледниковых аккумулятивных форм: камов и озов. Склоны этих форм нередко террасированы. У д. Остречье наблюдается две террасы, нижняя из которых (7—15 *м* над уровнем воды) постепенно переходит в песчаную равнину.

Такого же характера отложения вскрыты на юго-западном склоне долины у д. Плакковаара.

У устья р. Кумсы, в районе Медвежьегорска, среди аккумулятивных форм, сложенных рыхлыми песками с галькой и валунами, наблюдается древняя дельта, разрезаемая современной р. Кумсой.

Водораздел между Сегозером и озером Остёр сложен мореной со следами сортировки. Местами поверхность морены покрыта валунами почти до степени валунных мостовых. Наблюдаются сухие русла, сплошь выполненные валунами.

Морфология местности, состав и характер осадков в долине р. Кумсы и озера Остёр не создают впечатления, что эта долина была

занята морским проливом. Гораздо более вероятным кажется предположение, что здесь проходил поток, вытекавший из сегозерского ледникового озера и впадавший в Онежское ледниковое озеро. Этим потоком были отчасти размыты водно-ледниковые аккумулятивные формы, и осадки были вынесены вниз по течению и отложены у г. Медвежьегорска. Характерно, что высокие камы и озы, развитые в долине р. Кумсы, не имеют плоских вершин (что было бы необходимым следствием перемывания их водами морского пролива, уровень которого был на 25—30 *м* выше современного дна долины), а следы абразионной деятельности отмечаются лишь на склонах этих форм.

Рассмотрение палеонтологического материала, собранного вдоль этой линии стока талых ледниковых вод, также не дает бесспорных доказательств проникновения сюда морских вод.

На южном берегу Сегозера М. А. Лавровой (1933) был обнаружен ракушечный детрит с моллюсками: Leda pernula, Astarte borealis, A. elliptica и другие, залегающие в террасе на абсолютной высоте 125 *м*. Аналогичный материал был собран С. В. Яковлевой (1933) в районе озера Остёр и Кальезера. Но ракушечный детрит, обнаруженный М. А. Лавровой на южном берегу Сегозера и являющийся одним из главных доказательств проникновения морских вод в долину Сегозера, по мнению Г. И. Горецкого „залегает не in situ, а в переотложенном состоянии. Это фауна Карельского межледникового моря, на что прямо указывает присутствие руководящего для нее вида Astarte crenata var. crebicostata" (Горецкий, 1951, стр. 188).

Диатомовый анализ илов и глин с водораздела между Масельгской губой и озером Остёр обнаружил лишь единичные пресноводные виды диатомовых: Eunotia tenella, Caloneis ignorata, Gomphonema acuminatum, G. angustatum. Пыльцевой анализ этих же осадков показал, что незначительное количество пыльцы сосны и ели содержится лишь в верхнем слое илов, до глубины 3 *м*, а залегающие ниже глины и мелкозернистые пески содержат единичные пыльцевые зерна сосны и практически являются немыми. Таким образом, микропалеофлористический анализ показывает, что бассейн, в котором были отложены осадки, слагающие водораздел между Масельгской губой и озером Остёр, был пресным, а климат времени его существования — суровым.

На западном берегу Сегозера В. С. Шешуковой (1937) была обнаружена более богатая диатомовая флора. Из 62 видов — 75% пресноводных и 25% пресноводно-солоноводных. Доминирующими видами являются: Tabellaria fenestrata, T. flocculosa, Eunotia arcus, Achnanthes flexella, Pinnularia borealis, Cymbella sinuata, C. sinuata var. antigua, Hantzschia amphioxys. По мнению В. С. Шешуковой, диатомовый анализ дает совершенно определенное указание на образование всей толщи в неглубоком стоячем (или слабо проточном), пресном, постепенно заторфовывающемся водоеме.

Следовательно, проникновение морских вод в котловину Сегозера до настоящего времени является спорным и, по нашему мнению, ничем не доказанным. Осадки же, слагающие долины рек Остёр и Кумсы, являются не морскими, а флювиогляциальными и озерно-ледниковыми.

Сегозерский ледниковый бассейн пополнялся за счет притока вод из района Совдозеро через Селецкое озеро и р. Лужму, а также за счет вод, текших по тектоническому понижению, прослеживающемуся от Тумасозера, через озеро Пезанец и озера Верхнее и Нижнее Мярят. В геологической литературе эта тектоническая линия называется Янгозерским синклинорием; она прекрасно выражена в рельефе в виде довольно узкого понижения, ограниченного крутыми стенами кристаллических пород.

Вдоль всех этих линий стока прослеживается толща песчаных, хорошо отсортированных слоистых осадков, доходящих, местами, до абсолютной высоты в 160—170 *м*. Широкая долина р. Янгозерки, ограниченная с востока высокой грядой кристаллических пород, сплошь выполнена озерными и водно-ледниковыми осадками. Водораздел между озерами Конгусламби и Пейярви отличается своеобразием: здесь наблюдается сложное сочетание грядового рельефа кристаллических пород и аккумулятивного водно-ледникового. Гряды кристаллических пород обнажены, и породы, под влиянием выветривания, разбиты на отдельности. В пониженных участках рельефа отмечено большое количество валунов. Здесь же развиты, небольшие по площади, песчаные озерные равнины. На восточном склоне Янгозерской котловины на абсолютной высоте 160 *м* был задан разрез, вскрывший мелко- и тонкозернистые пески и супеси, с косой, перекрещивающейся и волнистой слоистостью. Осадки совсем не содержат гальки, и количество валунов невелико.

Потоки, текшие по этим линиям, не обладали, по-видимому, такой силой, как Кумсинский, и часто перемежались со стоячей водой озер. Следы такого рода озер наблюдаются в долине р. Янгозерки, в системе озер Пейярви — Руагъярви — Хейзъярви — Совдозеро и в прилегающих к ним заболоченных понижениях. Более мелкие озера оставили свои осадки вдоль всей долины р. Семчь. Так, например, в месте пересечения этой реки дорогой из Остречья на Совдозеро наблюдается озерная равнина, сложенная горизонтально-слоистыми песками и галечниками.

Характерно, что эти линии стока талых ледниковых вод являются также местом развития озов и форм вытаивания из мертвого льда. По-видимому, вдоль этих линий создавались наиболее благоприятные условия для образования трещин и пустот в теле ледника и, следовательно, для образования водно-ледниковых форм рельефа.

К югу от Совдозера линия стока прослеживается вдоль озера Кайдаярви и по реке Семчь до р. Суны. Причем здесь поток был, видимо, неглубоким, но широким, особенно в районе близ р. Семчь, что подтверждает сравнительно большая площадь абрадированной морены и отсутствие аккумулятивных осадков самого потока.

Сток вод приледникового озера, занимавшего Шуйскую депрессию, проходил непосредственно через пониженный участок низовьев р. Шуи.

Участок развития камов и холмисто-грядового рельефа, подпруживающий воды Шуйского приледникового озера с юга, отделял его от системы мелких приледниковых озер, располагавшихся в районе Важинского болота, в окрестностях озер Ворузъярви и Топозера и в районе озера Топорного и бассейна р. Топорной. Эти небольшие озера сливали свои воды на север — в Шуйскую депрессию (через Топозеро и узкое понижение, тянущееся от Топозера к Крошнозеру) и на юг, в Ладожское приледниковое озеро, по двум путям: через р. Топозерку — Матчезеро — Сигозеро и по р. Топорной и Вагозеру. У Сигозера оба потока соединялись и текли далее на юг через Утозеро и р. Олонку.

Вдоль всех указанных линий имеются морфологические следы потоков, выраженные в виде террасовых уступов. Днища бывших потоков выстланы сортированными осадками озерно-аллювиального

генезиса, отложениями мелких приледниковых озер и связывающих их потоков.

Небольшое по площади приледниковое озеро в районе озера Мотко оставило свои следы в виде абразионных уступов по берегам современного озера Мотко, а сток вод этого озера шел по рекам Мотко и Суне в Гимольское озеро, где также был озерно-ледниковый бассейн, и дальше, через Чудозеро, по Суне до впадения ее в Пальеозерский залив Онежского приледникового озера.

Приледниковое озеро, занимавшее котловину современного Водлозера, имело сток по двум направлениям: 1) на юго-запад в Онежский озерно-ледниковый бассейн — через Рагнозеро, Шалозеро и понижения между ними; 2) на восток через реку Ваму в небольшие озерки, имевшие место в верховьях р. Водлы. Из последних сток вод происходил по р. Водле также в Онежское приледниковое озеро.

Первая линия стока в настоящее время выражена в виде плоского понижения в рельефе кристаллических пород, выполненного флювиогляциальными отложениями.

Вторая линия стока более узкая и в районе р. Вамы выражена только в виде террасированной долины самой реки. То же можно сказать и о верхнем течении р. Водлы. В нижнем течении р. Водлы (от г. Пудожа до д. Остров) имеются следы древнего озерного бассейна, в который раньше впадала р. Водла. В месте впадения пра-Водлы у д. Остров прослеживается древняя дельта, сложенная типичными дельтовыми отложениями: сортированными песками с гравием и галькой, показывающими косую и перекрещивающуюся слоистость, клинообразное выклинивание отдельных прослоев и линзообразное залегание слоев. В настоящее время р. Водла прорезает древние озерные отложения и образует три террасы.

Спуск вод обширных приледниковых бассейнов, имевших место в районе озер Куйто и прилегающих к ним низин и в районе Топозера и Пяозера, осуществлялся не через сравнительно узкие русла, как в южных районах Карелии, а через систему взаимосвязанных озер, размещавшихся в первом случае в долине р. Кеми, а во втором — по линии: Кундозеро—Рувозеро—Соколозеро—Ковдозеро. В нижнем течении р. Кеми работами Ленгидэпа недавно обнаружено старое русло Кеми.

Линия стока Колвасозеро — Лексозеро, по-видимому, была местом стока вод из приграничных частей Финляндии в приледниковое озеро, заливавшее котловину современного Лексозера и его окрестности.

Озерные отложения

Кроме озерно-ледниковых, к озерным отложениям раннего голоцена могут быть отнесены осадки, слагающие поверхностные части озерных равнин, формирование которых происходило уже в послеледниковое время.

К настоящему времени наиболее детально изучены послеледниковые озерные отложения окрестностей Ладожского озера, в частности осадки, относимые ко времени Анцилового озера в Балтике.

По мнению Ю. Айлио (Ailio, 1915), Балтика в первую половину послеледникового времени представляла замкнутый пресноводный бассейн, названный Анциловым озером. Котловина Ладожского озера была заливом Балтийского моря, а Карельский перешеек представлял собою архипелаг островов.

Послеледниковые береговые линии были обнаружены Ю. Айлио (1897, 1915) почти на всем побережье Ладожского озера. Особенно четко они выражены в районе г. Салми, на островах восточной части Приладожья и у г. Приозерска. В области северного и северо-западного побережья береговые линии почти не выражены, за исключением устьев больших рек. Так, Ю. Айлио указывает, что возле Сортавала Х. Бергхелль наблюдал абразионную террасу, образованную бассейном, который существовал раньше, чем Литориновое море. Высота этой береговой линии 24,8 *м* над уровнем моря. В одной из своих последних работ Е. Хюппя (Huurrä, 1943) указывает высоту максимального распространения Анциловой трансгрессии на западном побережье Ладожского озера в 25 *м*. Если нулевую изобазу Анцилового озера продолжить от Финского залива до Ладожской котловины, то она пройдет южнее последней. Следовательно, на территории Северного Приладожья поверхность Анцилового озера должна лежать приблизительно на высоте 25-й изобазы.

Как указывает Е. Хюппя (1943), Анциловый период характеризуется преобладанием сосновых лесов с значительным количеством лиственных деревьев, преимущественно березы и ольхи. Диатомовая флора характеризуется преобладанием пресноводных форм.

С целью выявления наличия анциловых отложений в восточной части Приладожья В. В. Шарковым* была заложена зондировочная скважина в Кительской котловине, которая соединяется рядом депрессий с Ладожским озером. При более высоком стоянии уровня воды последнего могли проникнуть в Кительскую котловину, и здесь можно было ожидать найти осадки различных бассейнов.

Скважина вскрыла легкие суглинки и супеси мощностью более 6 *м*. Пыльцевой анализ нижней части разреза показывает атлантический возраст этих осадков (рис. 4). Диатомовая флора носит ярко выраженный пресноводный характер.

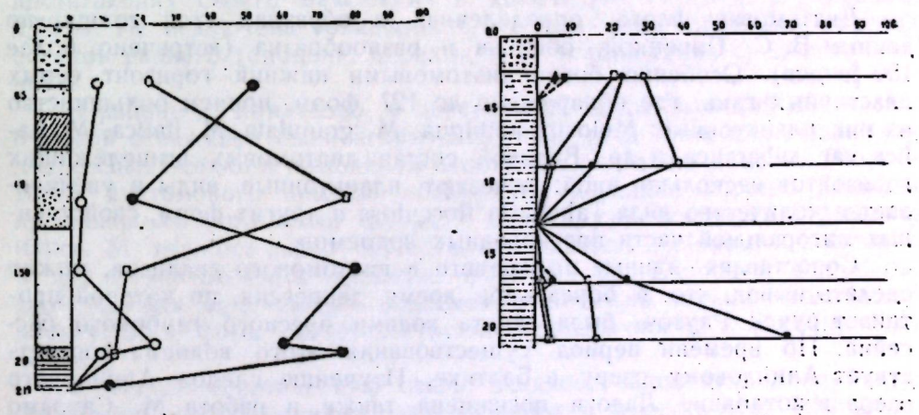


Рис. 4. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в Кительской котловине (по В. В. Шаркову)

В западной части северного Приладожья, в долине ручья Раутоя, севернее г. Лахденпохья, на абсолютной высоте 26,5—27 *м* в 1946 г. нами был вскрыт, сверху вниз, следующий разрез:

* В. В. Шарков. Отчет о геолого-съемочных работах на северо-восточном берегу Ладожского озера летом 1945 г. Фонды ВСЕГЕИ и СЗГУ.

0,00—0,35 *м* — почвенный слой.
0,35—0,60 *м* — песок, мелкозернистый, серовато-желтого цвета.
0,60—0,80 *м* — супесь, серого цвета.
0,80—1,25 *м* — песок, мелкозернистый, серого цвета.
1,90—1,93 *м* — торф, коричневый, хорошо разложившийся.
1,93—2,15 *м* — глина, серая, пластичная.

В пыльцевом спектре (анализ производился И. М. Покровской) преобладает пыльца сосны, дающая абсолютный максимум на глубине 2,10 *м* и 1,5 *м*, в большом количестве встречается пыльца березы и ольхи, немного пыльцы травянистых растений и спор папоротников, плаунов и мхов. Пыльца широколиственных пород отсутствует.

Подобный пыльцевой спектр дал возможность отнести эти отложения к бореальному времени (рис. 5).

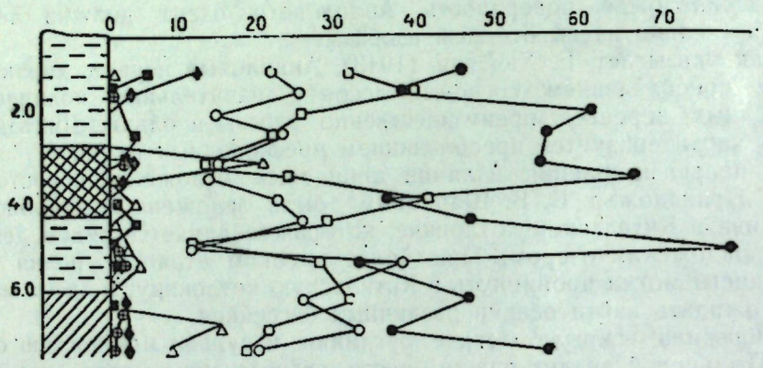


Рис. 5. Пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых в депрессии ручья Раутоя

Диатомовая флора, определенная в образцах этой толщи, по данным В. С. Порецкой, обильна и разнообразна (встречено более 150 видов). Особенно богат диатомовыми нижний горизонт серых пластичных глин, где обнаружено до 127 форм, причем большинство из них планктонные: Melosira ambigua, M. granulata, M. italica, M. italica var. subarctica и др. Видовой состав диатомовых вышележащих горизонтов несколько иной: исчезают планктонные виды и увеличивается количество вида Tabellaria flocculosa и других форм, свойственных литоральной части пресноводных водоемов.

Сопоставляя данные пыльцевого и диатомового анализов, можно сделать вывод, что в бореальное время депрессия, по которой протекает ручей Раутоя, была занята водами пресного глубокого бассейна. По времени период существования этого водоема соответствует Анциловому озеру в Балтике. Изучению следов Анцилового озера в котловине Ладоги посвящена также и работа М. Саурамо (Sauramo). Сами отложения Анцилового озера здесь не были найдены, но обнаружены три системы береговых линий хорошей сохранности. Две, более высокие, образованы более ранней стадией Анцилового бассейна, которую М. Саурамо называет „эоанциловой". Ниже располагается более молодая береговая линия, относящаяся уже ко времени максимума анциловой трансгрессии в обычном смысле (Саурамо, 1954).

Таким образом, казалось бы, что вопрос о проникновении в бореальное время вод Анцилового озера Балтики в котловину Ладожского

озера не вызывает сомнения и может быть решен в положительном смысле. Однако следует отметить, что руководящий комплекс диатомовых Анцилового озера Балтики резко отличается от комплексов диатомовых, обнаруженных в осадках Приладожья, датированных пыльцевым анализом как бореальные. Как известно, анциловый комплекс диатомовых характеризуется интенсивным развитием Melosira arenaria, Epithemia Hyndmannii, а также встречаемостью Diploneis Mauleri, Campylodiscus noricus и др. (Жузе, 1939; Порецкий, 1933). В то же время в систематическом списке диатомовых бореальных осадков Ладожского озера виды, характерные для отложений Анцилового озера Балтики, отсутствуют полностью; следовательно, более вероятно предположение, что здесь мы имеем осадки только одновозрастные с анциловыми отложениями Балтики, но генетически от них отличающиеся. Следует оговорить, что подобный вывод необходимо рассматривать как предварительный, требующий дополнительного обоснования.

Палеофлористическим исследованиям подвергались озерные пески и супеси, залегающие на восточном побережье Онежского озера (д. Ново-Сигово, нижнее течение р. Водлы, д. Гакугса и р. Сухая Водла). Все осадки оказались немыми. Единичные экземпляры Melosira granulata, а также единичные пыльцевые зерна ели, сосны и березы, встреченные здесь, не могут дать материала для установления генезиса и возраста проанализированных отложений. Заключение о послеледниковом возрасте озерных осадков сделано нами на том основании, что указанные пески и супеси подстилаются озерно-ледниковыми ленточными отложениями и перекрываются послеледниковыми торфяниками.

К отложениям раннего голоцена должны быть отнесены средние и верхние горизонты глин и суглинков, покрывающих в окрестностях Шотозера немую толщу озерно-ледниковых глин. Как уже указывалось, в пыльцевом спектре наблюдается господство пыльцы березы и сосны. Встречается единичная пыльца широколиственных пород, достигающих своего максимума в количестве 7 зерен, в горизонте 2,70 *м*. Не исключена возможность, что мы здесь наблюдаем границу осадков раннего голоцена, переходящих в отложения среднего голоцена.

В районе д. Киндасово, в центральной части шуйской депрессии, буровой скважиной были вскрыты верхние слои глин, слагающих эту депрессию. Осадки в пыльцевом отношении оказались немыми. Результатом диатомового анализа обнаружена довольно хорошо развитая пресноводная диатомовая флора с доминирующими видами: Melosira italica, M. islandica subsp. helvetica, M. scabrosa, Diploneis domblittensis и др. Незначительное развитие форм из рр. Eunotia и Pinnularia, свойственных зарастающим водоемам, и довольно большое количество планктонных форм свидетельствуют о прозрачности и глубине бассейна.

Учитывая генетическую связь осадков, заполняющих шуйскую депрессию, с отложениями, залегающими в окрестностях Шотозера, а также некоторые экологические особенности обнаруженной диатомовой флоры, можно прийти к выводу, что отложения шуйской депрессии также могут быть отнесены, согласно схеме М. И. Нейштадта, к раннему голоцену.

Палеофлористические исследования послеледниковых отложений в центральной Карелии, в частности в окрестностях р. Онды, производились И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1937). Нижние горизонты разреза от 2 до 1,1 *м* (верхи ленточных глин и отложения сапропеля) характеризуются преобладанием пыльцы березы с резким

поднятием ее кривой по направлению кверху, значительным развитием пыльцы сосны с падением ее кривой по направлению к верхним горизонтам. Пыльца ивы и ели наблюдается, главным образом, в нижнем горизонте, где отмечено также небольшое количество пыльцы ольхи с постепенным падением ее кверху (рис. 6).

Средний горизонт, выраженный литологически торфяным сапропелем, дает резкое падение кривой березы при подъеме кривой сосны. Верхние горизонты (супесь) с глубины 0,6, 0,35 и 0,1 *м* в основном дает продолжение подъема кривой сосны и ели. Наблюдается падение пыльцы березы (Шешукова, 1937). На основании схемы М. И. Нейштадта,

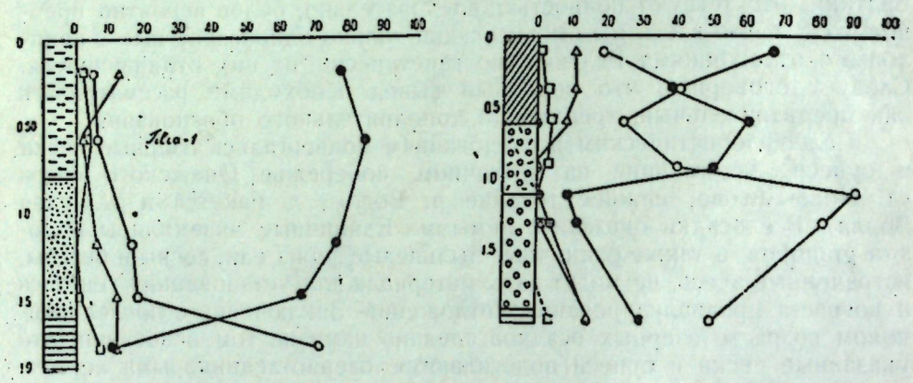


Рис. 6. Пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых на р. Онде (слева) и в окрестностях оз. Чудозеро (справа)

время образования верхов ленточных глин и всей толщи сапропеля можно отнести к раннему голоцену. Время отложения верхних горизонтов разреза, представленных торфяными сапропелями и супесями, характеризующимися падением кривой березы и подъемом кривой сосны, может быть отнесено к границе раннего и среднего голоцена.

Результаты диатомового анализа показали, что горизонт сапропеля, залегающий на ленточных глинах, содержит богатую пресноводную диатомовую флору, указывающую на благоприятные условия ее развития. Доминируют следующие виды: Fragilaria construens, F. pinnata, Caloneis bacillum, Navicula polymorpha и др. (Шешукова, 1937). Большое количество видов Fragilaria и массовое развитие Navicula polymorpha, свойственной литоральной или прибрежной зоне водоема, указывает на мелководный характер бассейна, отложившего сапропель.

В окрестностях озера Чудозеро (центральная Карелия, Кондопожский район) наблюдается следующий состав озерных отложений:

0,00—1,3 *м* — суглинок.
1,3 —1,6 *м* — песок, мелкозернистый.
1,6 —1,9 *м* — глина, плотная.

Пыльцевой анализ нижних горизонтов разреза обнаружил преобладание пыльцы березы (70%), незначительное содержание пыльцы сосны, ели (10—11%) и ольхи (6%). Пыльца широколиственных пород отсутствует (рис. 6, слева). Выше по разрезу постепенно возрастает кривая пыльцы сосны и на глубине 0,6 *м* достигает своего максимума (85%). Кривая березы снижается, и на той же глубине пыльца березы представлена всего лишь 5%. Из широколиственных пород появляются

единичные зерна липы. На основании состава пыльцы древесной растительности горизонт глин и песков можно отнести к раннему голоцену, а вышележащие суглинки — к началу улучшения климата, т. е. к низам среднего голоцена.

Эти отложения исследовались также и на содержание диатомовых водорослей. Была обнаружена богатая пресноводная диатомовая флора с преобладанием литоральных видов. Значительного развития в верхних горизонтах достигают формы из рр. Eunotia и Pinnularia, свидетельствующие о постепенном зарастании водоема, отложившего вышеуказанные осадки.

Диатомовый анализ озерной толщи суглинков, мощностью более 6 *м*, залегающих в окрестностях Колвасозера (Сегежский район, центральная Карелия), также обнаружил богатую и разнообразную по своему видовому составу пресноводную диатомовую флору. По данным Т. Е. Ладышкиной, производившей анализ, было определено свыше 330 видов с доминирующими формами родов: Melosira, Fragilaria, Eunotia и многих других. Интенсивное развитие видов обрастаний указывает на процесс обмеления и зарастания, а значительное количество Melosira distans, Tetracyclus lacustris говорит о низком температурном режиме водоема.

Таким образом, мы видим значительное экологическое сходство в диатомовых флорах различных бассейнов центральной Карелии, что свидетельствует об одинаковом физико-химическом режиме водоемов, отложивших послеледниковые озерные осадки. По данным пыльцевого анализа, эти осадки могут быть отнесены к бореальному и атлантическому климатическим периодам или к раннему и среднему голоцену. Осадки, которые могли бы быть определены как более древние, на территории центральной Карелии не были обнаружены.

III. СРЕДНИЙ ГОЛОЦЕН

К среднему голоцену относятся морские, озерные и эоловые отложения.

Морские отложения

На территории Карелии морские отложения известны в двух участках: 1) в районе Белого моря и 2) в районе Ладожского озера. Однако пересмотр литературных данных, фондовых материалов, а также наши собственные исследования позволяют прийти к заключению, что достоверно морские отложения послеледникового возраста имеются только в районе южного и западного берегов Белого моря, где они слагают сравнительно узкую полосу побережья.

Поскольку вопрос о наличии послеледниковых морских отложений в окрестностях Белого моря тесно связан с историей развития всего севера Карелии, необходимо кратко осветить имеющиеся в литературе результаты исследований морских осадков Белого моря. Наиболее полно они были изучены М. А. Лавровой (1928, 1931, 1933, 1939), что позволило ей наметить основные этапы развития Беломорской котловины в четвертичное время, увязав их с соответствующими трансгрессиями северных морей и Балтики.

По М. А. Лавровой (1947), послеледниковое время в Белом море начинается регрессией Литорина, соответствующей отложениям яруса Littorina oceanica в Скандинавии. В это время впервые появляется

в Белом море арктическо-бореальная фауна: Mytulis edulis, Tellina baltica, Littorina littorea и др. Отложения этого времени представлены прибрежными фациями: галечниками и песками. На размытую поверхность нижних террас яруса Литорина несогласно налегают суглинки и глины, отложенные во время трансгрессии Фолас, сменившей регрессию Литорина. Трансгрессия Фолас соответствует второй половине Анцилового озера Балтики. Последовавшая за этой трансгрессией регрессия Фолас сменилась трансгрессией Тапес I, синхронной одноименной трансгрессии в Скандинавии и морю Mastogloia clypeus в Балтике. Затем последовала весьма значительная регрессия моря, частичный размыв отложений, а местами — образование торфяников, перекрытых морскими слоями.

Литориновому морю в Балтике соответствуют трансгрессии Тапес II и Тривия в Белом море. Осадки этих трансгрессий представлены прибрежными фациями — от песков до песчанистых глин,— характеризующихся обилием фауны. Абсолютная высота залегания этих отложений (например, осадков трансгрессии Тапес II) достигает в верховьях р. Туломы 42 *м* и в Кандалакше 45 *м*. Трансгрессия Тапес II сопоставляется М. А. Лавровой с начальной стадией развития Литоринового моря в Балтике, а трансгрессия Тривия — с временем климатического оптимума и с 2-й литориновой трансгрессией Балтики.

По М. А. Лавровой, на размытых отложениях трансгрессии Тривия лежат самые молодые морские осадки, по-видимому, синхронные по времени отложениям яруса Остреа I и Остреа II в Скандинавии. Содержащаяся в этих осадках фауна значительно беднее, что может свидетельствовать об ухудшении климатических условий.

Материал, послуживший обоснованием для такой стройной картины развития Белого моря, был собран, в основном, на территории Кольского полуострова. В карельской части Беломорского побережья послеледниковые морские отложения были установлены М. А. Лавровой в районе р. Сумы, где они слагают самые низкие террасы или залегают на частично размытых отложениях позднеледникового возраста. Литологически молодые морские отложения представлены супесями и песками с прослойками глин. Высота их залегания 5—9 *м* над уровнем моря. Эти отложения содержат фауну морских моллюсков: Natica groenlandica, Cyprina Reinhardtii, Tellina baltica и др., а также большое количество диатомовых, из которых 32% пресноводных, 24% — пресноводно-солоноводных и 44% солоноводно-морских. Состав фауны и диатомовой флоры свидетельствует о том, что осадки были отложены в бассейне, характеризовавшемся значительным опреснением.

Нашими исследованиями последних лет были охвачены южная и западная части побережья Белого моря. В районе д. Вирмы, Сумского Посада и Колежмы нами было задано несколько буровых скважин, прошедших толщу водных отложений до глубины 8—9 *м*. Всеми скважинами были вскрыты: торф, тонкозернистые и мелкозернистые пески и, в основании разреза,— пластичные голубовато-серые глины.

Абсолютная высота залегания глин неодинакова: в районе д. Вирмы они залегают на высоте 17—18 *м* над уровнем моря, а возле села Сумский Посад — только на высоте 7—8 *м*. В то же время мощность покрывающих их песков примерно одинакова.

Работами Ленгидэпа вдоль по р. Суме несколькими буровыми скважинами установлена следующая смена отложений сверху вниз:

1. Супесь и песок с гравием, галькой и валунами.
2. Суглинок коричневый, с гравием, галькой и валунами и прослоями супеси.

3. Суглинок серый, с редким гравием, без валунов и гальки.

Мощность отдельных горизонтов неодинакова и колеблется в следующих пределах:

Супесь и песок — 0,60—1,20 *м*,
суглинок коричневый — 1,0 —3,95 *м*,
суглинок серый — 6,05—9,80 *м*.

Из разрезов Ленгидэпа создается впечатление, что в районе р. Сумы на поверхности залегает морена, подстилающаяся какими-то безвалунными сортированными осадками. Отложения же, которые можно было бы принять за морские, отсутствуют. По-видимому, глины залегают непосредственно у берега моря, в сторону от которого они сменяются мореной.

Глины, слагающие местность в окрестностях села Сумский Посад, были подвергнуты пыльцевому и диатомовому анализам. Как видно на рисунке 7, в количественном развитии диатомовых наблюдается три максимума: на глубине 2,90, 4,0 и 8,5 *м*. В процентном соотношении различных экологических групп диатомовых водорослей преобладают морские виды, которые составляют 94% от общего числа форм. Морская диатомовая флора, состоящая из 289 экземпляров и 30 видов,

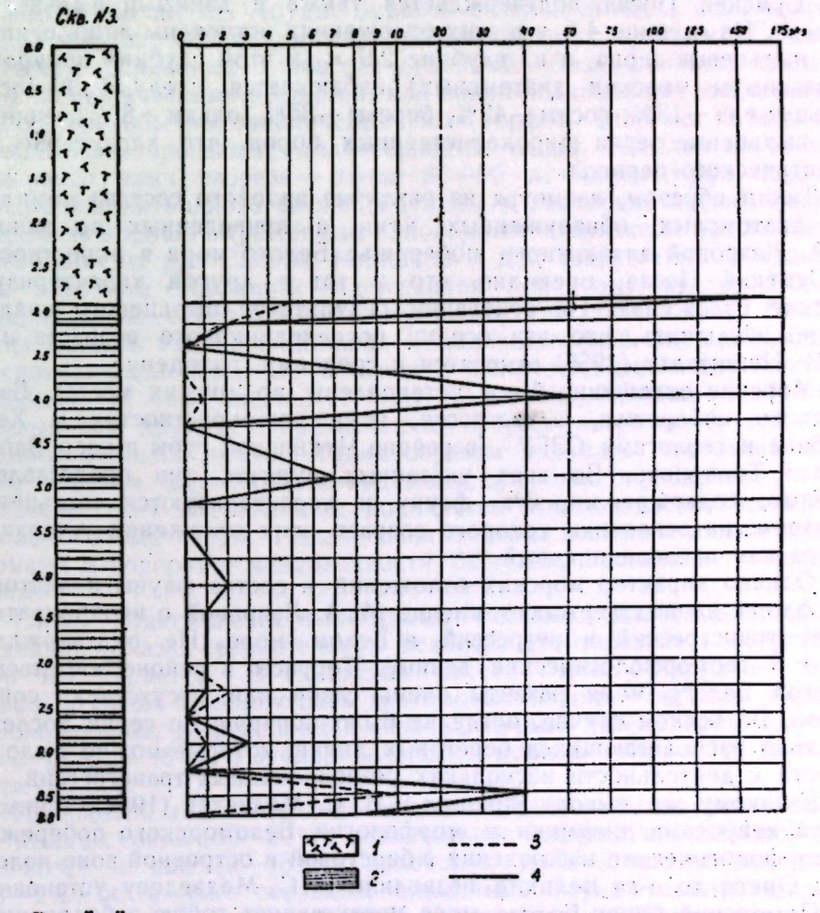


Рис. 7. Диаграмма количественного развития морских и пресноводных диатомовых из глин окрестностей с. Сумпосад

характеризуется океаническими видами, обитающими в водоемах с высокой концентрацией солености, — от 30 до 40‰. Преобладающими формами являются представители из рр. Rhabdonema и Grammatophora, которые по своим экологическим особенностям обитают в прибрежной зоне моря. Это обстоятельство свидетельствует о мелководности морского бассейна, отложившего данные осадки. О мелководности водоема свидетельствует также и сравнительно небольшая мощность осадков, залегающих на южном побережье Белого моря, которая только в редких случаях достигает 20 *м*.

Морские отложения района с. Сумский Посад ранее были изучены на содержание диатомовых водорослей М. А. Лавровой, по данным которой комплекс обнаруженных здесь диатомовых содержит большой процент солоноводных и пресноводно-солоноводных форм, характерных для несколько опресненных водоемов с пониженной концентрацией солей. По своим экологическим особенностям этот комплекс диатомовых показывает большое сходство с солоноводной флорой, обнаруженной В. С. Шешуковой (1949) в районе д. Шижни (в устье р. Выг) и свидетельствует о послеледниковом возрасте содержащих его отложений.

Послеледниковый возраст морских отложений, вскрытых нами у с. Сумский Посад, подтверждается также и данными пыльцевого анализа. На глубине 4,8 *м* в этих отложениях встречены лишь единичные пыльцевые зерна, а на глубине 2,9 *м* (к этой глубине приурочен и максимум морских диатомовых) наблюдается следующий состав пыльцы: ели — 13%, сосны — 42%, березы — 35%, ольхи — 8% и единичные пыльцевые зерна широколиственных пород, что характерно для атлантического периода.

Таким образом, несмотря на различие видового состава комплексов диатомовых, обнаруженных нами и приведенных по данным М. А. Лавровой для южного побережья Белого моря в окрестностях с. Сумский Посад, очевидно, что и тот и другой характеризуют морские отложения. На основании результатов пыльцевого анализа можно заключить, что эти осадки послеледникового возраста и по М. И. Нейштадту (1955) относятся к среднему голоцену.

Морские отложения были установлены во многих местах Беломорского побережья, в частности, нами — в окрестностях д. Хетоламбина и геологами СЗГУ — в районе Чупинской губы и озер Варацкого и Топорного. Во всех указанных пунктах они представлены глинами, содержат морскую фауну и характеризуются пыльцевым спектром, на основании которого возраст этих отложений устанавливается как послеледниковый.

Однако характер морских отложений и состав фауны и диатомовой флоры не подтверждают мнение М. А. Лавровой о неоднократной смене трансгрессий и регрессий в Белом море. Не подтверждают этого и геоморфологические данные. Террасы в районе карельских берегов Белого моря развиты очень слабо или отсутствуют совершенно. Во всяком случае, нигде не было обнаружено серии последовательно располагающихся береговых линий, которые можно было бы отнести к деятельности нескольких разновременных трансгрессий.

К такому же выводу пришел и В. С. Медведев (1954), занимавшийся вопросами динамики и морфологии Беломорского побережья. Геоморфологические наблюдения в береговой и островной зоне полосы от р. Онеги до о-ва Великий позволили В. С. Медведеву установить, что Поморский берег Белого моря представляет собою заболоченную равнину, на которой совершенно отсутствуют древние береговые

формы рельефа. В более северных районах западного побережья Белого моря В. С. Медведевым отмечены некоторые геологические и геоморфологические признаки древних береговых линий. К последним относятся береговые валунные валы, валунные поля, реликтовые озера, местами абразионные уступы (в рыхлых отложениях ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции). Все эти признаки свидетельствуют скорее о поднятии суши, чем о колебаниях уровня моря. На ряде примеров В. С. Медведев доказывает, что Белое море, аналогично многим крупным водоемам Карелии (например, Онежскому озеру), испытывает перекос: северные его районы поднимаются, тогда как южные — опускаются. Линию „равновесия" можно провести где-то между южной частью Онежской губы и Горлом Белого моря. При такой постановке вопроса становится понятным отсутствие следов более высокого стояния уровня в южной части Беломорского побережья и сравнительно высокие абсолютные отметки абразионных уровней и залегания послеледниковых морских осадков в северной части.

Все приведенные данные свидетельствуют скорее об одной послеледниковой трансгрессии Белого моря.

Правильность этого вывода подтверждается и нашими исследованиями в районе ст. Лоухи. Буровой скважиной здесь была вскрыта толща водных осадков и перекрывающих их торфяников. Рельеф местности равнинный, слабо расчлененный. Возвышенности сложены или кристаллическими породами, или водно-ледниковыми отложениями. Понижения обычно заболочены. Под торфом залегают глины или хорошо отсортированные мелкозернистые пески. Абсолютная отметка изученного нами разреза — около 80—90 *м*. Толща торфа, перекрывающая осадки водного бассейна (глины и глинистые пески), охарактеризована хорошо выраженным однородным комплексом пресноводных диатомовых из р.р. Eunotia, Pinnularia и др., свойственных зарастающим водоемам с большим содержанием гуминовых кислот. Подстилающие глины содержат солоноводно-морские диатомовые: Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis с количественной оценкой „часто", пресноводно-солоноводные и отчасти солоноводные виды: Cocconeis placentula, et var. lineata, et var. intermedia, Navicula bacilliformis и целый ряд других. Перечисленные формы встречаются с количественной оценкой „часто". Таким образом, очевидно, что глины отложены морским бассейном, по-видимому, довольно опресненным, о чем свидетельствует значительное количество пресноводно-солоноводных и солоноводных форм. Перечисленные виды являются литоральными формами и говорят о мелководности бассейна, отложившего морские глины.

Глины подстилаются глинистыми песками. Диатомовый анализ последних показал сравнительную бедность диатомовыми и совершенно иной их характер. В глинистых песках было обнаружено всего несколько видов пресноводных диатомовых из р.р. Fragilaria, Melosira и Gomphonema, встреченных в виде единичных экземпляров. Глубина всего разреза 8 *м*. Глубина залегания морских глин — 7,5 *м*. Мощность — 0,5 *м*.

Пыльцевой анализ осадков лоухского разреза показал преобладание пыльцы сосны (50—80%), значительное содержание пыльцы березы (20—30%) и ели (6—18%), некоторое количество пыльцы ольхи (1,5—2%) и, в ряде образцов, единичные зерна пыльцы широколиственных пород. По схеме М. И. Нейштадта (1955) осадки, обладающие подобным пыльцевым спектром, могут быть отнесены к сред-

нему голоцену и сопоставлены с временем Литоринового моря Балтики. Видимо, нижележащие глинистые пески, содержащие слабо развитую пресноводную диатомовую флору, являются осадками озерно-ледникового водоема, существовавшего здесь в раннем голоцене. Верхние горизонты разреза, представленные торфяниками, могут быть отнесены к позднему голоцену (рис. 8).

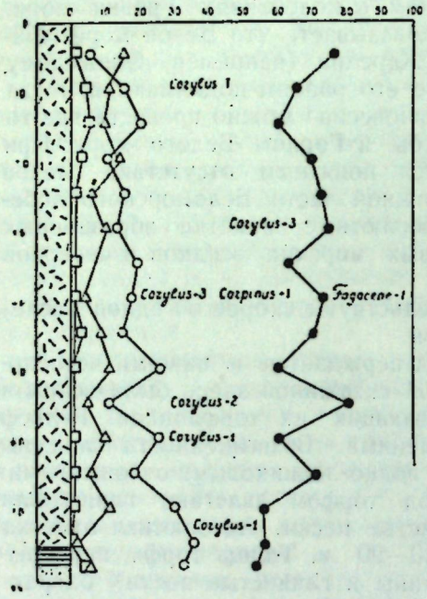


Рис. 8. Пыльцевая диаграмма отложений р-на Лоухи

Небольшая мощность морских отложений (всего 0,5 *м*), а также экологический анализ диатомовой флоры свидетельствуют о непродолжительности, мелководности и сильной опресненности морского бассейна, существовавшего здесь в период среднего голоцена. По всей вероятности, здесь имел место неглубокий, сильно вдающийся в глубь территории залив древнего Белого моря. Кроме того, судя по типично пресноводной диатомовой флоре перекрывающих глины торфяников, морской бассейн района Лоухи был последним в пределах западного побережья Белого моря.

Таким образом, суммируя вышеизложенный материал о морских послеледниковых отложениях южного и западного побережья Белого моря, можно сделать следующие выводы:

1) Пыльцевым анализом доказан послеледниковый возраст морских отложений ст. Лоухи, с. Сумский Посад, озер Варацкого, Топорного и Чупинской губы. Для отложений, развитых в остальных пунктах (р. Кемь и др.), пыльцевой анализ или не производился, или не дал никаких результатов вследствие отсутствия в осадках пыльцы и спор.

2) Морская фауна, обнаруженная в ряде мест Беломорского побережья и примыкающих к нему окрестностей, также свидетельствует о послеледниковом возрасте содержащих ее отложений.

3) Условия залегания осадков, содержащих морскую диатомовую флору, их литологический состав и палеонтологические данные указывают на однократное проникновение послеледниковых морских вод на территорию северной части Карелии, а также на кратковременность этой трансгрессии.

Сравнительно полно освещена послеледниковая история Ладожского озера, в районе которого многими исследователями устанавливается наличие осадков как озерных, так и морских послеледниковых бассейнов.

В двух работах Ю. Айлио, написанных в 1897 и 1915 гг., мы находим результаты детальных исследований береговых линий Анцилового озера и Литоринового моря на о-ве Мантсинсаари (1897 г.), а в более поздней (1915) — детальное описание истории послеледникового развития всего Ладожского озера.

На острове Мантсинсаари возле болота Суурсуо Ю. Айлио обнаружил торф и глины, погребенные под песками береговых валов. На

основании абсолютных отметок 21—21,5 *м*, а также анализа образцов, взятых из погребенного торфа, в которых были обнаружены макроскопические остатки растений, Ю. Айлио отнес образование торфяников и концу анцилового времени, а береговые валы приписал деятельности Литоринового моря. В более поздней своей работе (1915) Ю. Айлио отрицает высказанное им раньше мнение и считает, что береговые валы образовались во время Ладожской трансгрессии, а подстилающие их торфяники и глины относятся к литориновому времени.

Е. Хююппя (1943) заново исследовал все эти отложения и сделал пыльцевые анализы погребенного торфяника, на основании чего возраст торфяников считает литориновым, а насыпанные на торф береговые валы — послелиториновыми. Изучение берегового вала на болоте Хяркямяенсуо привело Е. Хююппя к тому же выводу, что подстилающие вал торфяники литоринового возраста, а сам вал послелиторинового, и отмечает максимальную границу Ладожской трансгрессии.

Несколько ранее, на основании исследований целого ряда болот в южной Финляндии, Е. Хююппя (1932, 1937) установил пять береговых уровней Литоринового моря — L I, L II-a, и L II-б, L III и L IV. Если эти береговые линии выражены более или менее ясно в области Балтики и Финского залива, то на Карельском перешейке некоторые из них совпадают. В окрестностях Ленинграда, по данным К. К. Маркова и В. С. Порецкого (1934), отмечается только одна трансгрессия и один берег Литоринового моря, высота которого около 10 *м* над уровнем моря.

Если продолжить литориновые изобазы от Финского залива, то для Ладожского озера получим высоты от 0 на юге до 25 *м* на севере. По Е. Хююппя, LI является максимальной стадией Литоринового моря, и, вероятно, только в это время литориновые воды проникали из Балтики в Ладожскую котловину.

На восточной части северного Приладожья, в долине ручья Валкеаноя и в долине р. Ууксунъёки В. В. Шарковым (1945) были описаны разрезы, где прослойки торфа переслаиваются с супесями, глиной и тонкозернистыми песками. Результаты пыльцевого анализа этих отложений позволяют датировать их атлантическим временем (рис. 9).

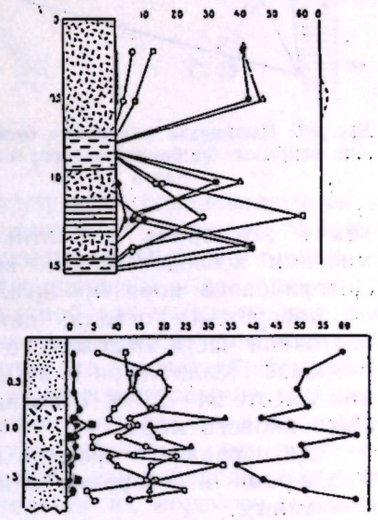


Рис. 9. Пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых в долине рек Валкеаноя и Уксунъёки (по В. В. Шаркову)

В 1946 г. на берегу залива Марьялахти нами были вскрыты пластичные серые глины, перекрытые мелкозернистыми песками. Пыльцевой анализ* выявил большое содержание пыльцы сосны (до 80%) в горизонте глин, при небольшом содержании пыльцы ели (до 5%) и среднем количестве пыльцы березы (до 20%). Встречается также пыльца широколиственных пород. В вышележащих горизонтах торфа и песков кривая развития ели резко возрастает и достигает 40%,

* Пыльцевой и диатомовый анализы отложений, залегающих на северном побережье Ладожского озера, производились И. М. Покровской и В. С. Порецкой.

перекрещиваясь при этом с кривой развития пыльцы сосны. Подобное изменение хода кривых свидетельствует о похолодании климата (рис. 10).

Таким образом, результатами пыльцевого анализа устанавливается, что толща глин была отложена в атлантическом периоде, а вышележащие горизонты — в суббореальном. Весь разрез отложений может быть отнесен, по схеме М. И. Нейштадта, к среднему голоцену. Диатомовый анализ глин показал богатое содержание диатомовых водорослей, среди которых доминируют пресноводные виды: Melosira islandica subsp. helvetica, Tabellaria fenestrata и многие другие.

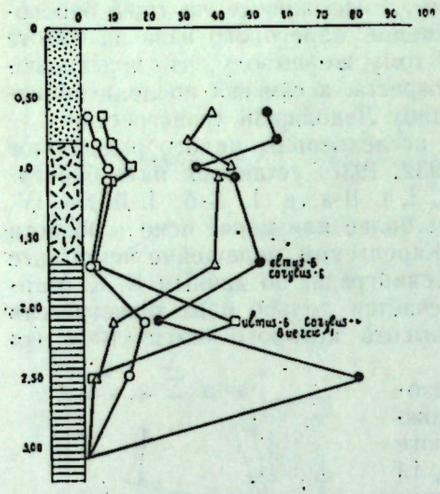


Рис. 10. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых на берегу залива Марьялахти

К осадкам среднего голоцена относятся также тяжелый суглинок, вскрытый в долине ручья Раутоя на абсолютной высоте 23 *м* (рис. 6), глина и гиттия в районе поселка Оппола (рис. 11). Все эти отложения характеризуются пыльцевым комплексом, в котором преобладают сосна и ель, в равных количествах встречаются ольха и береза и наблюдается пыльца широколиственных пород. Диатомовая флора представлена хорошо выраженным комплексом пресноводных диатомовых.

Таким образом, на основании изучения приведенных разрезов очевидно, что в атлантический период послеледникового времени, котловина Ладожского озера была занята водами пресноводного водоема, уровень которого достигал около 23 *м* над уровнем моря. Так как в это время в Балтике существовало Литориновое море, то многими исследователями высказывалось предположение, что воды Литоринового моря проникали в Ладожскую котловину и отложили по побережьям осадки, датируемые атлантическим периодом. Для восточной части Ладожского озера В. В. Шарковым (1945), в районе островов Пеллотсаари и Мякисало установлены террасы на абсолютной высоте 24—25 *м*, относимые им также к береговым образованиям Литоринового моря.

До последнего времени наличие морских литориновых отложений в северной и северо-восточной частях Приладожья считалось установленным.

В то же время, для юго-восточного побережья Ладожского озера К. К. Марков (1949) рисует несколько иную историю геологического развития. На основании исследований низовьев рек Свири, Ояти и Паши К. К. Марков установил, что здесь отложения приледникового озера перекрываются непосредственно песками Ладожской трансгрессии. Время же между приледниковым озером и Ладожской трансгрессией характеризовалось наземным режимом. Всякие следы отложений, которые можно было бы принять за литориновые и иольдиевые, здесь отсутствуют. Выше современного уровня Ладожского озера на юго-восточном побережье его имеются только две береговые линии — Балтийского ледникового озера и послеледниковой Ладожской трансгрессии.

Критический анализ материалов, имеющихся по послеледниковой истории развития Ладоги, показал, что вопрос о проникновении Литоринового моря в котловину Ладоги не является разрешенным, так как доказательства в пользу существования Литоринового моря в этом бассейне не могут быть признаны бесспорными. Результаты диатомового анализа отложений северного побережья Ладожского озера и новые данные по северо-восточному и восточному побережьям показали, что всюду осадки атлантического времени характеризуются ярко выраженной пресноводной диатомовой флорой: Melosira islandica subsp. helvetica, Tabellaria fenestrata, T. flocculosa, Cyclotella comta, Achnanthes borealis, Cymbella sinuata и многие другие (всего обнаружено более 300 пресноводных видов). Совершенно отсутствуют солоноводные виды диатомового комплекса литориновых отложений Балтики: Melosira monoliformis et var. hispida, Terpsinoe americana, Diploneis Smithii et var. rhombica, Navicula peregrina, Nitzschia circumsita и др., свидетельствующие о концентрации солености, обычной для морского водоема (Порецкий и др., 1933). Экологические особенности пресноводной диатомовой флоры постоянны и не меняются, что говорит об отсутствии каких-либо резких изменений в физико-химическом режиме водоема.

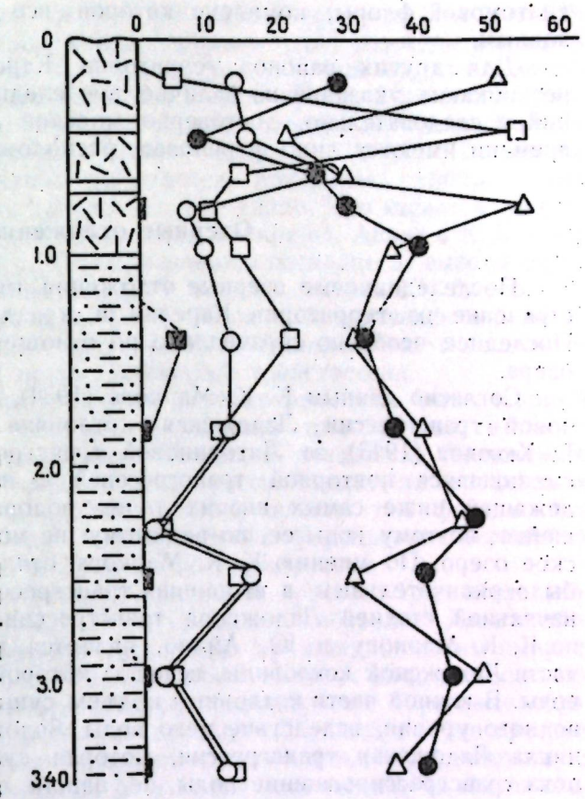


Рис. 11. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в р-не пос. Оппола

Таким образом, на анализе приведенного материала по послеледниковой истории Ладожского озера нетрудно убедиться, что доказано наличие в северной и северо-восточной частях его побережья осадков атлантического возраста, но нет доказательств их морского генезиса и связи Ладожского озера с Балтикой. Все исследователи, занимавшиеся этим вопросом до последнего времени, в основном опирались на морфологические признаки — береговые уровни. Построенные ими эпейрогенические спектры показывают возможность синхронного развития Балтики и Ладожского озера, но палеонтологический материал не дает убедительных доказательств в пользу послеледникового проникновения морских литориновых вод Балтики в котловину Ладоги. Не исключена возможность, что Ладожское озеро на протяжении атлантического времени было пресным водоемом типа эстуария, куда морские воды или не попадали совершенно или попадали в настолько небольших количествах, что не могли оказывать влияние на развитие

диатомовой флоры, комплекс которой все время оставался пресноводным.

Для других районов территории Карелии в настоящее время нет никаких указаний на наличие послеледниковых морских отложений, а следовательно, достоверно морские осадки послеледникового времени имеются лишь в районах, расположенных близ Белого моря.

Озерные отложения

Послеледниковые озерные отложения имеют значительное распространение на территории Карелии и в ряде мест хорошо изучены. Последнее особенно справедливо по отношению к району Ладожского озера.

Согласно данным К. К. Маркова (1934), после максимума Литориновой трансгрессии Ладожская котловина становится озером. По Е. Хююппя (1943), за Литориновой трансгрессией следует регрессия, сменившаяся повторной трансгрессией с изобазовой поверхностью, лежащей ниже самых низких точек водораздела Карельского перешейка; поэтому воды ее, по-видимому, не могли проникнуть в Ладожское озеро. По мнению К. К. Маркова, отчленение Ладожского озера было окончательным, а вторичная трансгрессия (по Хююппя), явилась начальной стадией Ладожской трансгрессии. Причиной трансгрессии, по К. К. Маркову и Ю. Айлио, является подъем суши в северной части Ладожской котловины, вслед за которой следовал подъем уровня воды. В южной части котловины подъем суши не успевал за подъемом водного уровня, вследствие чего воды Ладоги хлынули к югу и возникла Ладожская трансгрессия, которая существовала до тех пор, пока трансгрессировавшие воды не нашли себе нового стока в Финский залив на месте современной реки Невы. Задолго до Ю. Айлио картину трансгрессии нарисовал Д. Де-Геер, с той только разницей, что, по Де-Геeру, в северной части котловины трансгрессия не наблюдалась и водный уровень держался на уровне канала стока. По Де-Геeру (1897), граница Ладожской трансгрессии на южном конце озера должна лежать на 18 *м* выше уровня моря, в средней части — на уровне Хейняёкского порога, т. е. на высоте 15 *м*, а в северной части немного ниже. Ю. Айлио определяет границу Ладожской трансгрессии на острове Пеллятсало в 18—19 *м* над уровнем моря, в Койриноя, возле Импилахти, — 17,6 *м* и в Салми — 15—16 *м*. В районе порога у с. Хейняёки граница находится на 6 *м* выше уровня порога. Аккумулятивные валы на о. Мантсинсаари также залегают на 6 *м* выше уровня порога у с. Хейняёки, т. е. на высоте 20—21 *м* над уровнем моря. В северной части Ладожского озера Ю. Айлио указывает на послеледниковые остатки растений, содержащиеся в осадках, выполняющих эрозионные каналы в Хелюля и Яккима, и залегающие на абсолютной высоте 20 *м*.

Особенно тщательные исследования послеледниковых отложений были проведены Ю. Айлио на острове Мантсинсаари, где им изучались береговые валы, залегающие на торфяниках, и абразионные уступы. Как указывалось выше, в 1898 г. он предположил, что валы являются образованиями Литоринового моря. В более поздней работе (1915) Ю. Айлио отрицает свое первоначальное мнение и считает, что это береговые признаки Ладожской трансгрессии. По измерениям Ю. Айлио, высота этих береговых линий достигает 21—21,5 *м* над уровнем моря.

В 1934 г. К. К. Марков и В. С. Порецкий уточнили и дополнили выводы Ю. Айлио. На основании изучения ряда разрезов в южной части Ладожского озера К. К. Марков пришел к выводу, что отложения Ладожской трансгрессии характеризуются пресноводными и пресноводно-солоноводными формами диатомовых, широко распространенных в озерных водоемах северо-западных областей СССР. Пыльцевой спектр отложений Ладожской трансгрессии показывает суббореальный возраст, что соответствует датировке Ю. Айлио. Что касается высоты уровня Ладожской трансгрессии, то здесь мнения Ю. Айлио и К. К. Маркова несколько расходятся. По определению последнего, высоты береговых образований трансгрессии на 4 *м* ниже данных Ю. Айлио.

При своих исследованиях К. К. Марков пользовался как абсолютными высотами залегания основания торфяников, так и определением отметок береговых валов Ладожской трансгрессии.

В 1943 г. Е. Хююппя заново пересмотрел весь литературный материал, посвященный вопросу Ладожской трансгрессии, и также пришел к выводу, что во время последней котловина Ладожского озера была отделена от Балтики и трансгрессия явилась лишь подъемом уровня воды самого озера. Это подтверждается тем фактом, что на обращенной к Финскому заливу стороне Карельского перешейка не были обнаружены следы Ладожской трансгрессии.

В связи с этим Е. Хююппя специально произвел ряд исследований на острове Мантсинсаари и на западном побережье Ладожского озера. На основании большого количества произведенных им пыльцевых и диатомовых анализов из береговых валов и подстилающих их болотных отложений Хююппя пришел к выводу, что береговые образования отмечают максимальную границу Ладожской трансгрессии.

Опираясь на стратиграфию торфяных слоев и высоты соответствующих им береговых образований, Е. Хююппя для максимума Ладожской трансгрессии дает высоту в 17,5— 18 *м* над уровнем моря на острове Мантсинсаари и 16—17 *м* на западном побережье Ладожского озера, возле Метсяпиртти.

Выводы Хююппя хорошо увязываются с данными К. К. Маркова, который на южном конце Ладожского озера проводит границу Ладожской трансгрессии на высоте 14—15 *м* выше уровня моря.

Отложения Ладожской трансгрессии были установлены В. В. Шарковым в разрезах р. Сумерианъёки. Здесь, в тонкозернистых песках обнаружена обильная пресноводная диатомовая флора (определения В. С. Порецкой). Характерно большое количество планктонных форм, что свидетельствует о значительной глубине водоема, в котором отлагались эти пески. Массовое развитие Melosira distans var. alpigena, свойственной и современным водоемам, указывает на невысокую температуру бассейна. В пыльцевом спектре нижней части разреза (анализ производился И. М. Покровской) преобладает пыльца хвойных пород, при довольно большом количестве пыльцы березы и ольхи. Пыльца широколиственных пород встречается до 10%. С уменьшением глубины возрастает кривая развития пыльцы ели. Почти полностью исчезает пыльца широколиственных пород (1%). Подобные изменения кривых развития пыльцы древесных пород свидетельствуют, что во время отложения осадков верхней части разреза климатические условия изменились в сторону похолодания (рис. 12). Об этом говорит также массовое развитие холодолюбивого вида Melosira distans var. alpigena в верхних горизонтах тонкозернистого песка. Таким образом, можно прийти к выводу, что осадки Ладожской трансгрессии были отложены в суббореальном периоде и подстилаются образова-

ниями атлантического периода. По схеме М. И. Нейштадта (1955) весь разрез, по времени образования, может быть отнесен к среднему голоцену.

Осадки суббореального возраста нами были вскрыты также и на острове Соролансаари, где под слоем торфа, мощностью 1,6 *м*, залегает коричневая пластичная гиттия. Пыльца широколиственных пород здесь отсутствует полностью, и наблюдается довольно большое количество пыльцы ели. По данным В. С. Порецкой, производившей диатомовый анализ, в слое гиттии была встречена очень богатая и разнообразная пресноводная диатомовая флора с преобладанием планктонных видов из рода Melosira и др. В вышележащих горизонтах разреза состав диатомовой флоры и ее экологические особенности резко меняются. Планктонные виды исчезают, и появляются представители диатомовых из родов Eunotia и Pinnularia, свойственных болотистым водоемам с значительным количеством гуминовых кислот. Следовательно, эта толща торфа отлагалась уже в обмелевшем водоеме и может быть отнесена к конечной стадии Ладожской трансгрессии.

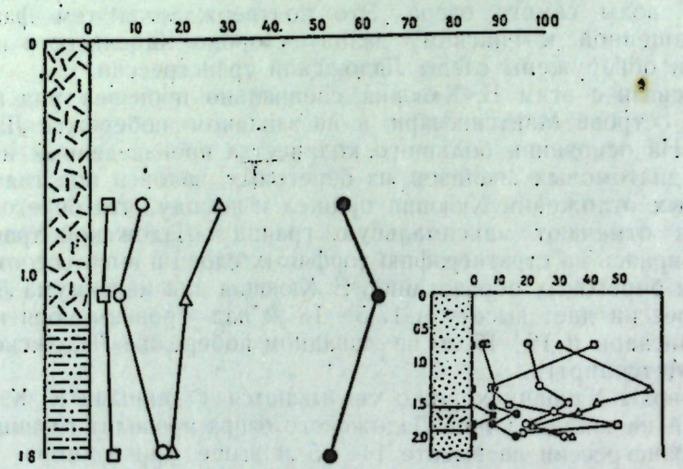


Рис. 12. Пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых в р-не о. Соролансаари и р. Сумеринаъёки, по В. В. Шаркову

На основании приведенного фактического материала можно установить, что отложения, синхронные Ладожской трансгрессии, развиты почти по всему северному Приладожью: в его западной и восточной частях они представлены мелкозернистыми песками, в северной части — чаще всего гиттиями и торфяниками.

Кроме побережья Ладожского озера, послеледниковые озерные отложения были исследованы во многих местах территории Карелии. Наибольшего развития они достигают возле современных озер, где слагают террасы, береговые валы и озерные пляжи (рис. 13). Кроме того, как правило, верхние горизонты осадков, слагающих озерные равнины, также представлены отложениями послеледникового возраста, точнее — среднего голоцена. В качестве примера последних можно привести озерные осадки, слагающие поверхность Олонецкой равнины, равнин, располагающихся в пределах Шуйской депрессии и между Сегозером и Маслозером, равнин в окрестностях озер Куйто и к юго-



Рис. 13. Современные пляжи. (Фото Ю. В. Покровского)

востоку от них, целой серии более мелких по площади равнин в западной части Сегежского района и т. п.

Среднеголоценовые озерные отложения представлены в основном песками, различной крупности зерна, с гравием, галькой или без них, и более тонкими фракциями: супесями, суглинками и глинами, а также илами, диатомитами и торфами. В распределении различных литологических разновидностей озерных отложений наблюдается следующая закономерность: к крупным озерным равнинам, особенно к центральным их участкам и участкам, занимающим наиболее низкое гипсометрическое положение, приурочены тонкодисперсные разности озерных отложений: тонкозернистые пески, супеси, суглинки, глины и др. Такого же рода отложения наблюдаются и в тех местах, где озерные осадки среднего голоцена образовались за счет перемывания более древних отложений приледниковых водоемов.

В центральной части Карелии озерные послеледниковые отложения тянутся широкой полосой вдоль понижения, занятого озерами Лоут, Сула, Лексозеро, Торосозеро и озеро Ровкульское, р. Пенинга, в окрестностях озера Верхнего и Колвасозера, на левом берегу р. Иссельги, а также в целом ряде мест Суоярвского и Медвежьегорского районов.

Объем работы не позволяет подробно останавливаться на описании всех имеющихся разрезов, поэтому нами будут приведены только наиболее интересные (по своему литологическому строению) отложения, содержащие палеофлористические остатки.

На левом берегу р. Иссельги вскрыт следующий разрез озерных отложений:*

0,00—0,20 *м* — песок, мелкозернистый.
0,20—0,80 *м* — песок, среднезернистый.
0,80—2,00 *м* — песок, крупнозернистый.
2,00—2,80 *м* — песок, среднезернистый.

* Г. А. Поротова и Е. М. Михайлюк. Отчет о поисково-съемочных работах на восточном побережье Онежского озера, в Медвежьегорском и Пудожском районах. 1950 г., фонды СЗГУ.

2,80—3,80 *м* — супесь плотная.
3,80—3,87 *м* — песок, мелкозернистый, слоистый.
3,87—4,30 *м* — супесь.
4,30—5,20 *м* — суглинок.
5,20—7,00 *м* — глина.
7,00—7,20 *м* — суглинок, переходящий постепенно в супесь и песок.
7,20—8,00 *м* — песок, мелкозернистый и среднезернистый, местами слоистый.

Диатомовый анализ этих отложений выявил полное отсутствие в них диатомовых водорослей. Палинологические исследования (пыльцевой анализ производился А. И. Животовской) показали значительное содержание пыльцы в слое суглинка с глубины 7,20 *м* и в глинах с глубины 5,20—7,20 *м*. Здесь преобладает пыльца березы — до 76—78%, пыльца сосны встречена в количестве 5—6%, наблюдается пыльца широколиственных пород (дуба и вяза), ольхи, ели и большое количество пыльцы лещины. Выше, на глубине 2,8—3,8 *м*, исчезает пыльца широколиственных пород, резко возрастает процентное содержание пыльцы сосны (до 45%), уменьшается количество пыльцы березы и ольхи. Такой пыльцевой спектр разреза озерных отложений позволяет отнести нижнюю часть толщи к атлантическому, а верхнюю — к суббореальному климатическому периоду или, по М. И. Нейштадту, — к среднему голоцену.

Озерные отложения, представленные песками и глинами, залегающими в окрестностях озер Лексозеро и дд. Челки и Реболы, характеризуются большим содержанием пыльцы сосны и березы (46—50%), гораздо меньшим количеством пыльцы ольхи и ели и наличием пыльцы широколиственных пород. Подобный пыльцевой спектр также позволяет отнести вышеуказанные озерные осадки к среднему голоцену.

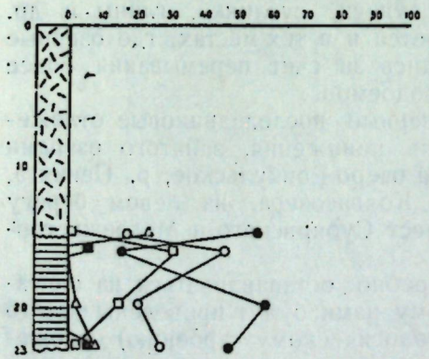


Рис. 14. Пыльцевая диаграмма отложений в окрестностях д. Лендеры

В окрестностях д. Лендеры (Сегежский район) нами было задано несколько буровых скважин, вскрывших озерные пески и глины, перекрытые торфом.

Пыльцевой анализ этих осадков показал, что во всех разрезах преобладает пыльца сосны и березы. В нижних горизонтах присутствует пыльца широколиственных пород: дуба и липы. В верхних горизонтах увеличивается количество пыльцы ели и ольхи (рис. 14). Подобное изменение в ходе кривых пыльцы древесных пород говорит об отложении этих осадков в атлантическом и суббореальном периодах, т. е. в среднем голоцене, по М. И. Нейштадту.

Отложения послеледникового возраста в северной Карелии также представлены в основном озерными песками, супесями и глинами, залегающими, как правило, на озерно-ледниковых суглинках и перекрытыми озерными песками современного возраста.

В долине р. Ухты (оз. Среднее Куйто) были вскрыты следующие отложения:

0,00—0,42 *м* — супесь, переслаивающаяся с тонкими прослойками мелкозернистого песка.
0,42—0,51 *м* — песок, тонкозернистый, слоистый.
0,51—1,0 *м* — супесь, слоистая.
1,0 —1,95 *м* — песок, тонкозернистый.
1,95—2,90 *м* — суглинок, слоистый, с включениями тонкозернистого песка.
2,90—3,50 *м* — супесь.
3,50—3,80 *м* — песок, тонкозернистый.
3,80—4,10 *м* — супесь.
4,10—4,28 *м* — супесь, с прослойками песка.
4,28—4,50 *м* — песок, тонкозернистый.
4,50—7,30 *м* — супесь, с прослойками песка.
7,30—7,55 *м* — песок, тонкозернистый.
7,55—8,60 *м* — суглинок, слегка слоистый.
8,60 *м* и глубже — тяжелые ленточные суглинки.

Верхние горизонты разреза, до глубины 2,80 *м*, датируются на основании результатов пыльцевого анализа суббореальным периодом (рис. 15). Пыльцевой спектр нижележащих горизонтов резко меняется. Количество пыльцы сосны уменьшается и колеблется от 20 до 50% и перекрещивается с кривой развития березы. Встречается пыльца широколиственных пород, а также пыльца травянистых растений и спор. Подобный ход развития древесной растительности нижних горизонтов отложений, залегающих непосредственно на озерно-ледниковых ленточных суглинках, позволяет рассматривать их как образования атлантического возраста и отнести к среднему голоцену.

Диатомовой флорой разрез относительно беден, так как по всем горизонтам определено всего 70 видов пресноводного происхождения. Наблюдается довольно значительное развитие родов Melosira, Pinnularia, Fragilaria и др. Планктонные виды встречаются редко и с невысокой количественной оценкой. Аналогичный состав диатомовых был обнаружен и на южном побережье озера Куйто (д. Ювалакша), где в верхних слоях тяжелых суглинков, на глубине 0,80 *м* доминируют следующие виды: Melosira italica var. valida, Tabellaria fenestrata, Cymbella aspera и др. Из них Melosira italica var. valida, Cymbella aspera по своей экологии холодолюбивые и характерные для северных водоемов. Большое количество форм из родов Eunotia и Pinnularia свидетельствует одновременно о мелководности бассейна и об его постепенном зарастании.

В нижних горизонтах суглинистой толщи наблюдается значительное содержание пыльцы березы (64%); сосна и ольха присутствуют в равных количествах (по 12%), при довольно значительном количестве пыльцы широколиственных пород, достигающем 8—10%. Очень мало спор и пыльцы травянистых растений (рис. 16). Эти данные говорят о преобладании березовых лесов, с сосной и ольхой, и малом развитии торфа, т. е. о сравнительно благоприятных климатических условиях. Видимо, нижние горизонты суглинка можно датировать атлантическим периодом. В верхней части толщи (0,85 *м*) пыльцы значительно больше. Характерно, что к этому горизонту приурочен и количественный максимум диатомовых. Здесь наблюдается преобладание пыльцы сосны (64,6%), второе место занимает пыльца березы (21,3%). В меньшем количестве встречается пыльца ели — 9% и ольхи — около 4%. В общем количестве пыльцы значительным процентным содержанием обладают споры (22%), из которых сфагновые мхи

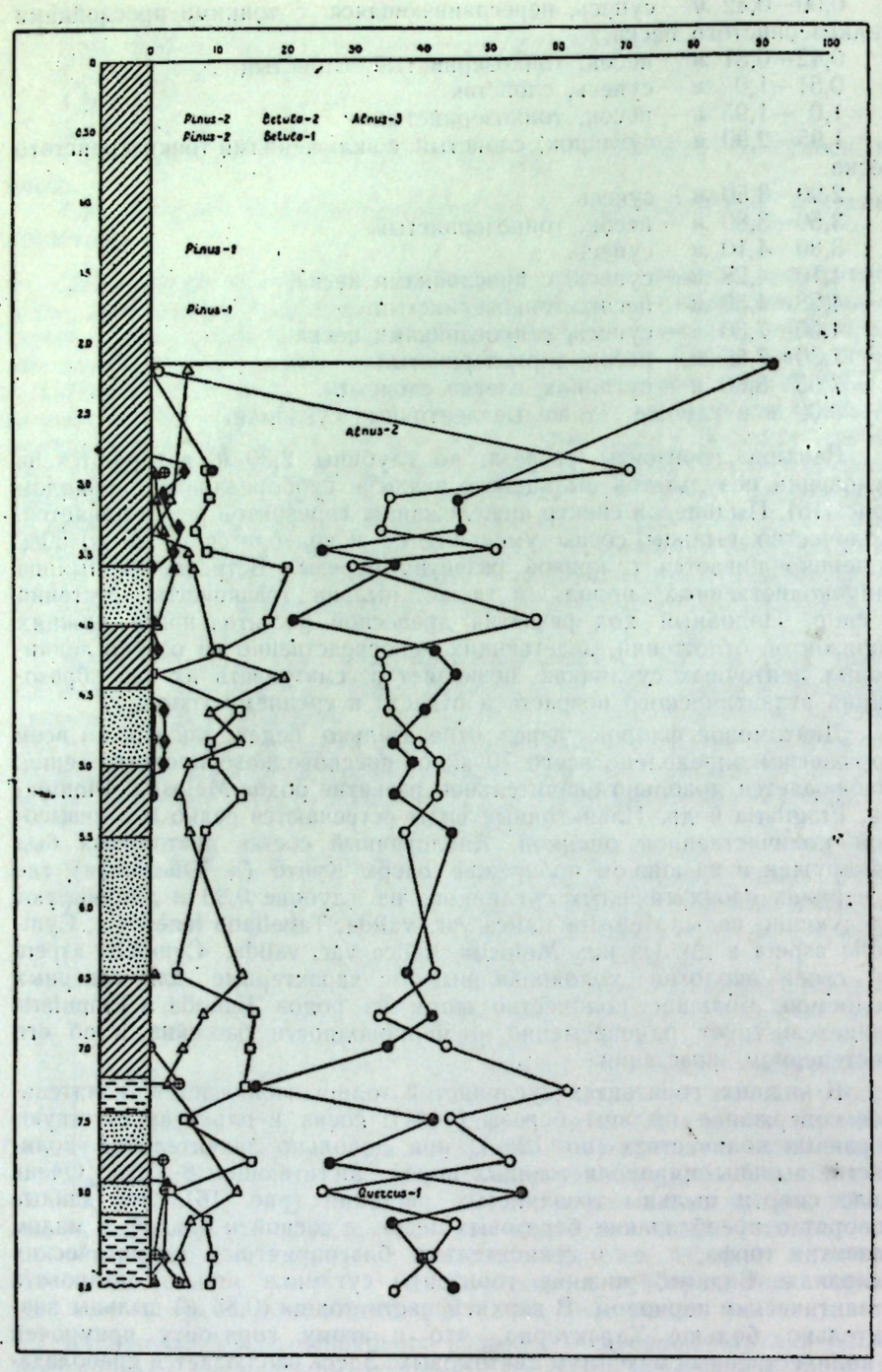


Рис. 15. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в долине р. Ухты

представлены 69,8%. Все эти показатели, находящиеся в полном соответствии с результатами диатомового анализа, свидетельствуют об ухудшении климатических условий по сравнению с нижними горизонтами. По схеме М. И. Нейштадта, нижние горизонты разреза суглинков можно отнести к среднему голоцену, а верхние — к позднему.

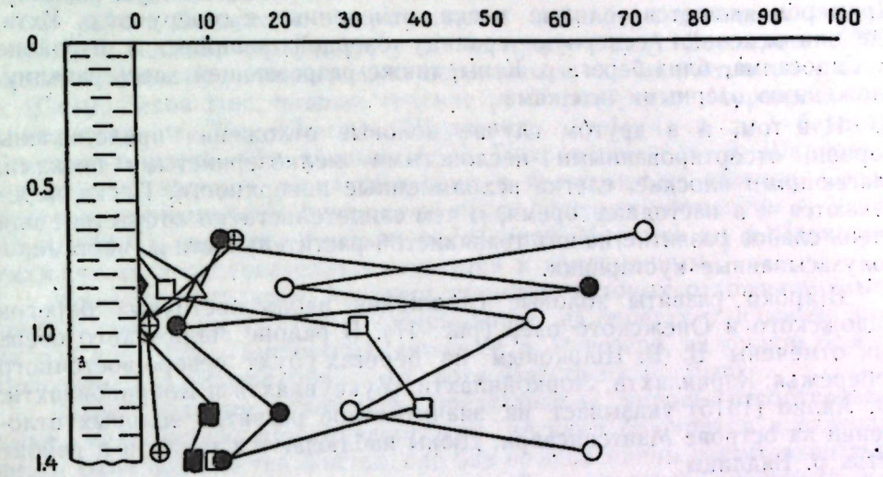


Рис. 16. Пыльцевая диаграмма отложений д. Ювалакша

Послеледниковые озерные осадки суббореального и субатлантического возраста нами были вскрыты также в районе истока р. Кепы (Калевальский район) и р. Кундозерки (Лоухский район), где они слагают поверхностные слои отложений и залегают прямо на немых, в отношении флористических остатков, глинах озерно-ледникового происхождения.

Таким образом, мы видим, что если генезис послеледниковых озерных осадков северной Карелии аналогичен озерным отложениям южной и центральной, то в отношении их возраста наблюдаются некоторые различия. В районе таких крупных водных бассейнов, как озера Топозеро, Пяозеро и система озер Куйто, послеледниковые озерные осадки атлантического возраста залегают непосредственно на озерно-ледниковых ленточных глинах или на немых глинах приледниковых водоемов (см. раздел „Ранний голоцен"). Следовательно, можно прийти к выводу, что образование озерной толщи северной Карелии может быть датировано более поздним (по сравнению с центральной и южной Карелией) — атлантическим временем.

Эоловые отложения

Эоловые отложения, слагающие дюны, отмечались в разное время многими исследователями, но изучены они и до настоящего времени сравнительно слабо. Имеются некоторые данные о крупных площадях развития эоловых отложений, по менее же значительным участкам их нахождения известны только географическое местоположение и, реже, — литологический состав осадков и форма слагаемых ими аккумуляций.

Следует отметить, что эоловые отложения встречаются довольно часто по берегам современных крупных озер — Онежского, Ладожского и ряда других; значительно реже они наблюдаются на участках озерных равнин, в настоящее время удаленных от водных бассейнов. В последнем случае эоловые отложения могут служить одним из критериев установления генезиса осадков, слагающих данную равнину. Примером являются эоловые пески, отмеченные к северу от с. Ухта, где они отмечают северную границу озерной равнины, и в районе д. Сапосалма, близ берега р. Кепы, также разрезающей здесь равнину, сложенную озерными осадками.

И в том, и в другом случае эоловые отложения представлены хорошо отсортированными неслоистыми мелкозернистыми песками, слагающими плоские, слегка всхолмленные поверхности. Пески перевеваются и в настоящее время, о чем свидетельствуют отсутствие или очень слабое развитие на них травянистой растительности и, местами,— полузасыпанные кустарники.

Широко развиты эоловые отложения вдоль восточных берегов Ладожского и Онежского озер (рис. 17). В районе Ладожского озера они отмечены В. В. Шарковым на берегах бухт северо-восточного побережья: Каркилахти, Лонкойнлахти, Ууксунлахти и Койриноялахти. Ю. Айлио (1915) указывает на значительное развитие эоловых отложений на острове Мантсинсаари. Дюны наблюдаются также и в районе устья р. Видлицы.

Эоловые отложения Ладоги представлены мелкими, хорошо отсортированными песками, без гальки и валунов. Мощность их, как правило, незначительна и определяется высотою тех форм, которые они слагают. Типичные дюны здесь почти не встречаются. Чаще всего скопления эоловых песков имеют вид бугристых образований неправильной формы или волнистых песчаных пространств. Колебания относительных высот, в пределах развития этих форм, не превышают 7—10 *м*. По данным Ю. Айлио, встречаются дюны до 14 *м* высотой.



Рис. 17. Дюны на северо-восточном берегу Ладожского озера. (Фото авторов)

Чаще же мощность эоловых отложений колеблется в пределах от 1 до 2 *м*. Ладожские дюны в настоящее время не перевеваются. Изменение первоначальной дюнной формы скопления эоловых песков произошло, по-видимому, под влиянием процессов осыпания рыхлого песчаного материала и смыва и разноса его водами кратковременных сезонных водотоков.

В районе Онежского озера эоловые отложения отмечены в ряде пунктов и местами (например, у д. Челмужи — Б. А. Земляков, 1936) описаны довольно детально. Они встречаются как на восточном (устье р. Шалы, Бесов Нос, нижнее течение р. Черной, у р. Муромки), так и на западном (Уя, Шокша, Шелтозеро, Рыбрека и др.) берегах Онежского озера. По данным И. М. Покровской и В. В. Шаркова,* в ряде мест эоловые пески подвижны и наступают на селения. Среди пунктов, где отмечены подвижные пески, следует упомянуть д. Усть-Шалу. Дюны, развитые в устьях рек Черной, Муромки и у д. Челмужи, указанными исследователями относятся к современным.

Менее значительные площади развития эоловых отложений отмечены к северо-востоку от с. Соломенного, на берегах р. Южный Выг, на р. Суне (близ Порпорога), севернее д. Ругозеро, на южном берегу Волозера, у д. Кудамгуба и у порога Маткожня (с. Выг).

Всюду эоловые отложения представлены хорошо отсортированными, мелкозернистыми, неслоистыми песками без гальки и валунов; пески сыпучие, и в тех местах, где они не закреплены растительностью, верхние слои их легко перевеваются. Большая часть известных для территории Карелии неолитических стоянок была обнаружена именно в местах развития эоловых отложений, благодаря чему и имеется возможность более точного определения возраста этих отложений. Так, исследование археологических находок и береговых валов в районах развития эоловых отложений южных районов республики привело Б. Ф. Землякова к выводу, что образование дюн началось с суббореального климатического периода. Эоловые отложения северных районов (Ругозера, Ухты, Сапосалмы), по-видимому, моложе, так как образовались за счет перевевания озерных отложений, возраст которых определен нами как среднеголоценовый.

IV. ПОЗДНИЙ ГОЛОЦЕН

К позднему голоцену могут быть отнесены самые молодые аллювиальные отложения и верхи торфяников.

Торфяно-болотные отложения

В Карелии болота образовались или за счет зарастания озер, или в результате заболачивания водоразделов.

Территория Карелии характеризуется неравномерным распределением торфяно-болотных отложений. Самой большой заболоченностью отмечается побережье Белого моря, где сухие участки сравнительно редки. Широко развиты болота в верхнем течении р. Выг и на площади между Выгом и границей с Архангельской областью. Вдоль восточного берега Онежского озера торфяно-болотные отложения встречаются реже, но отдельные болотные массивы отличаются значи-

* И. М. Покровская и В. В. Шарков. Четвертичные отложения Карелии. Рукопись статьи для „Геологии Союза ССР", 1947.

тельными размерами и простой конфигурацией. Последняя зависит, в основном, от геоморфологической обстановки. Так, например, в пределах древних равнин, как правило, чаще наблюдаются сплошные заболоченные площади (торфяники у Белого моря, на Олонецкой равнине и в области Шуйской депрессии); в районах развития грядового и грядово-холмистого денудационно-тектонического рельефа и озов преобладают торфяники типа аапа, представляющие собой целые системы отдельных болотных массивов, разделенных грядами. Форма болот в плане здесь обычно удлиненная в направлении преобладающей ориентировки форм рельефа каждого данного участка. В районах холмисто-моренного и камового ландшафтов встречаются болота очень небольших размеров, чаще всего округлой формы и т. д.

Под руководством Л. Я. Лепина отделом мелиорации и болотоведения Карельского филиала АН СССР составлен кадастр болот Карелии, из которого явствует, что средняя мощность торфяно-болотных отложений Карелии сравнительно невелика: из 146 крупных заболоченных участков 34 болота имеют мощность торфа около 2 *м*, 32 болота — около 1 *м*, на 20 болотах толщина торфяного слоя — 1,5 *м*, на 33 болотах — 2,5 *м*, 16 болот характеризуются мощностью торфа от 3 до 4 *м* и только в нескольких местах торф имеет среднюю толщину 5,7 и более метров.

Состав торфяно-болотных отложений неоднороден: нижние горизонты, как правило, сложены гипновым и гипново-осоковым торфом, слабой и средней степени разложенности, верхние — сфагновым торфом. Нередко под торфяниками залегают илы. Слабая и средняя степень разложения отличает карельские торфа от торфяников более южных районов.

По данным палинологических исследований, полученных нами и другими исследователями, установлено, что начало развития торфяно-болотных отложений должно быть отнесено к атлантическому или началу суббореального периодов. В некоторых разрезах окрестностей г. Питкяранты, озеро Чазмаярви и др., развитие торфяно-болотных отложений падает на субатлантический период или поздний голоцен. По-видимому, наиболее благоприятные климатические условия для развития торфяников наступили в конце суббореального периода и продолжались в течение всего субатлантического времени. Следовательно, к этому времени и могло быть приурочено интенсивное развитие торфяников, во всяком случае, в центральных и северных районах, что дает возможность большинство торфяно-болотных отложений Карелии отнести к позднему голоцену.

Аллювиальные отложения

Вследствие молодости гидрографической сети, аллювиальные отложения на территории Карелии имеют очень незначительное распространение.

Большинство рек не имеет выработанного профиля, они отличаются порожистостью и отсутствием террас. Исключением являются такие крупные реки как Кереть, Нюхча, Кемь, Шуя, Суна, Сума и Водла. Вдоль этих рек, особенно в их нижних течениях, наблюдается от одной до двух террас, сложенных обычно тонкозернистыми осадками — песками, супесями, суглинками и глинами.

На севере Карелии аллювиальные отложения развиты вдоль р. Кереть, в ее нижнем течении. Здесь они слагают пойменную террасу высотой 1 *м*. В низовьях рек Калги, Гридиной и Мурашевой также отмечены пойменные террасы. Надпойменные террасы, в тех случаях, где они имеются, большей частью врезаны в озерные или озерно-ледниковые отложения. В устьях рек Нюхчи, Вирмы, Сумы литологический состав аллювиальных отложений определяется составом тех пород, которые разрезаются реками. Например, там, где река разрезает участки, сложенные мореной, в аллювии встречаются галька и валуны, а в тех местах, где реки пересекают морские и озерно-ледниковые отложения, в аллювии преобладают тонкозернистые фракции. На правом берегу р. Нюхчи в 2 *км* к югу от ручья Гремячего вскрыт следующий разрез:*

0,00—0,10 *м* — почвенно-растительный слой.
0,10—0,30 *м* — супесь темно-бурого цвета, с галькой и валунами.
0,30—0,70 *м* — супесь желтовато-бурого цвета, с галькой и валунами.
0,70—1,60 *м* — суглинок зеленовато-серого цвета, с галькой и валунами.
1,60—3,00 *м* — суглинок темно-бурого цвета с валунами.

Верхние слои этого разреза, по всей вероятности, аллювиальные. По р. Суме Ленгидэпом было пройдено 44 скважины и шурфа и обследована долина реки. Отмечено две террасы: пойменная и надпойменная, высотою 0,5—1,0 *м* и 2,5—3,5 *м* над уровнем реки. Из них надпойменная вырезана в валунном суглинке, а пойменная, по-видимому, сложена аллювием, по крайней мере — с поверхности. Аллювий представлен здесь разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами, мощностью не более 1 *м*. Нередко наблюдаются сплошные валунные мостовые, а в русле реки — острова из валунов. В западных районах Карелии аллювиальные отложения отмечены у Лендерского озера, вдоль р. Пенинги, к северо-западу от озера Сулo и к северу от Колвасозера. Участок аллювиально-озерных отложений, к западу от Лендерского озера, представляет собою ровное заболоченное пространство. Река Лендерка здесь довольно широкая и образует ряд стариц. Тонкозернистые осадки, залегающие под торфом, перенесены речными водами и отложены в озерах или прежних руслах р. Лендерки. Вдоль р. Пенинги аллювиальные отложения развиты в виде узкой полосы, которая часто нарушается выходами коренных пород или моренными валунными песками. В южных районах Карелии аллювиальные отложения развиты вдоль рек Шуи и Суны (рис. 18). В 1947 г. в низовьях р. Шуи у д. Нижние Виданы нами было отмечено три террасы: пойменная, шириной около 7 *м* и высотой 0,5 *м* над урезом воды; первая надпойменная, поднимающаяся на 2 *м* над пойменной, и вторая надпойменная высотой в 4,5 *м* над урезом р. Шуи. Шурф, заданный на первой террасе, вскрыл следующие отложения:

0,00—0,2 *м* — почвенно-растительный слой, плотный, суглинистый, бурого цвета.
0,2—0,8 *м* — песок мелкозернистый, полевошпатовый, желтого цвета. Нижние слои песка сильно ожелезнены и наблюдаются стяжения размером от 1 до 2 *см*.
0,8—1,1 *м* — песок мелкозернистый, желтого цвета, не ожелезненный.

* В. В. Гаврилов. Отчет о геолого-съемочных работах Туломозерской партии в Беломорском и Сегежском районах КАССР в 1953—1954 гг. Фонды СЗГУ.

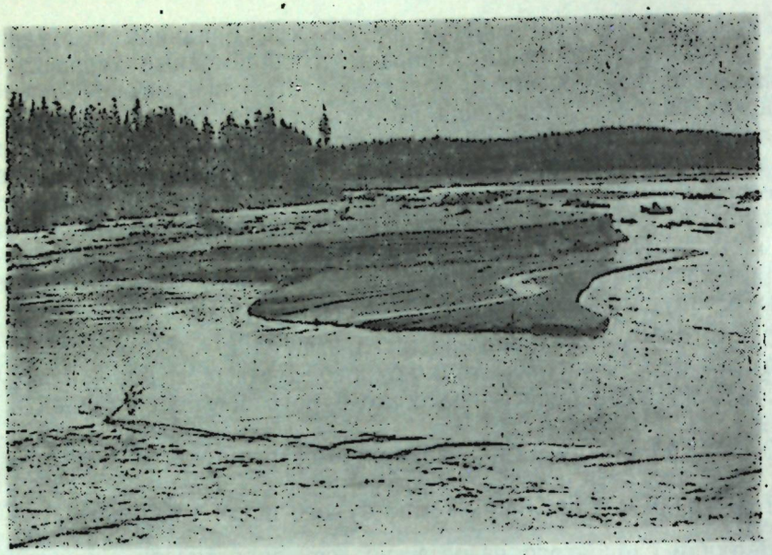


Рис. 18. Современные аллювиальные отложения р. Луканоя (Кондопожский р-н). (Фото Ю. В. Покровского)

1,1—1,4 *м* — песок среднезернистый, серого цвета, с мелкой галькой и гравием.

Шурф, заданный на второй террасе р. Шуи, вскрыл сверху вниз:

0,0—0,15 *м* — почвенно-растительный слой, суглинистый, плотный, бурого цвета.

0,15—0,35 *м* — песок плотный, серого цвета, с пятнами железистых натеков, с растительными остатками, прослойками и линзочками ила.

0,35—0,65 *м* — песок мелкозернистый, плотный, серого цвета.

0,65—0,95 *м* — песок среднезернистый, плохо отсортированный.

0,95—1,25 *м* — песок мелкозернистый, плотный, ожелезненный.

1,25—1,45 *м* — песок крупнозернистый.

1,45—1,60 *м* — ил, голубовато-серый, плотный.

Обоими шурфами вскрыты аллювиальные отложения р. Шуи, и только нижний слой голубовато-серого ила имеет, возможно, иной генезис. Водораздел рек Шуи и Чалны сложен позднеледниковыми ленточными глинами, и указанный слой ила является, вероятно, верхним горизонтом озерных отложений. У д. Верхние Виданы отмечено две террасы: первая, на высоте 2 *м* над урезом воды, имеет ширину 20 *м*, вторая, поднимающаяся на 2 *м* над первой, имеет ширину 70 *м*. Первая терраса сложена тонкозернистыми песками с линзами и прослойками серой глины. Разрез второй террасы следующий:

0,0—0,10 *м* — торф, рыхлый, буро-коричневого цвета.

0,1—0,6 *м* — ил, серого цвета, плотный, с линзочками голубой глины.

0,6—1,0 *м* — песок мелкозернистый, серого цвета, плотный.

1,0—1,5 *м* — глина ленточная, серо-голубого цвета, плотная, пластичная, с прослойками песка серого цвета.

Таким образом, отложения первой террасы — аллювиальные, вторая терраса может быть сложена и аллювием, и послеледниковыми озерными осадками, которые подстилаются ленточными глинами.

Аллювиальные отложения р. Суны были вскрыты шурфом, заданным на первой террасе реки, в 60 *м* на восток от устья р. Сандалки:

0,00—0,08 *м* — почвенно-растительный слой.

0,08—0,20 *м* — суглинок, буровато-серого цвета, с линзами песка и натеками окислов железа.

0,20—0,40 *м* — песок мелкозернистый, светло-желтого цвета, с прослойками серого песка.

0,40—1,60 *м* — глина серая, слоистая, ленточного строения.

Разрез такого же строения отмечен на пойменной террасе р. Суны у д. Б. Вороново: до 0,65 *м* — плотный суглинок, ниже — ленточные глины. Представленные разрезы показывают, что мощность аллювиальных отложений чрезвычайно невелика — 40—60 *см*, а ниже залегают уже озерные и озерно-ледниковые осадки.

Вверх по течению р. Суны, у Сундозера, отмечено четыре террасы, но только самая нижняя из них сложена аллювиальными песками, а вышележащие — озерными или озерно-аллювиальными отложениями. Из рек восточной Карелии лучше всех изучена р. Водла. В районе д. Остров долина р. Водлы исследовалась под строительство лесосплавной плотины. В процессе исследования здесь было задано несколько буровых скважин. Скважина № 1, заданная на левом берегу реки, вскрыла:

0,20—0,70 *м* — валунную россыпь в разнозернистом песке, с обилием крупного гравия и гальки.

0,70—4,60 *м* — супесь грубую, с гравием, галькой и валунами.

Скважина № 4, заданная на правом берегу реки, вскрыла:

0,10—0,50 *м* — песок мелкозернистый, сильно глинистый.

0,50—1,10 *м* — песок тонкозернистый, сильно глинистый, пылеватый.

1,10—2,30 *м* — суглинок тонкий, серый, местами ожелезненный, плотный.

2,30—2,70 *м* — суглинок серый, грубый, с линзами мелкозернистого пылеватого песка.

2,70—5,50 *м* — супесь грубую серую, с гравием, галькой и обилием валунов.

Обе скважины вскрыли аллювиальные отложения, выполняющие долину р. Водлы в ее нижнем течении. В долине р. Водлы на отрезке от г. Пудожа до островов (д. Остров) прослеживаются три террасы. Ширина самой долины резко меняется от нижней части к более верхней (по течению) и если у г. Пудожа ширина ее достигает 12 *км*, то у д. Кривцы долина суживается до $^1/_4$ *км*. Такое резкое сужение долины объясняется тем, что ниже д. Остров Водла разрезает озерные отложения, слагающие здесь плоскую широкую равнину, и склоны долины являются, по существу, береговыми уступами древнего озера, в которое ранее впадала р. Водла. Буровые скважины, заданные СЗГУ в районе д. Остров, вскрыли суглинки, супеси и пески с дельтовой фауной; шурфами, заданными ближе к урезу воды, были вскрыты аллювиальные отложения.

Таким образом, на этом отрезке долины р. Водлы отмечается чередование аллювиальных, озерных и дельтовых осадков, представленных тонкозернистым материалом (суглинками, супесями и песками, с различной крупностью зерен).

Аллювиальные пески были исследованы нами в районе д. Ново-Сигово на правом берегу р. Водлы. Заданный шурф вскрыл следующие осадки:

0,00—0,20 *м* — почвенно-растительный слой.
0,20—1,60 *м* — песок среднезернистый, плотный.
1,60—3,00 *м* — песок среднезернистый, с галькой. Слои песка перекрещиваются со слоями галечника.
3,00—4,30 *м* — песок среднезернистый, плотный, светло-серого цвета, слоистый.
4,30—4,50 *м* — песок среднезернистый, серого цвета, с галькой.
4,50—4,80 *м* — песок среднезернистый, желтого цвета, с галькой.

По-видимому, верхние слои песка до глубины 3,0 *м* — аллювий, глубже — послеледниковые озерные отложения. Кроме р. Водлы аллювиальные отложения отмечены также в долинах рек Колоды, Сомбы, Поржинки, Илексы и др.

Литологический состав аллювия в целом определяется двумя основными факторами: 1) составом пород, разрезаемых рекой, и 2) быстротой течения реки.

Следует отметить, что вообще для карельских рек характерен очень незначительный твердый сток, благодаря чему реки имеют чистую, прозрачную воду, а перенос и отложение аллювия невелики. Мощность аллювиальных отложений колеблется в пределах 1—3 *м*, максимальная достигает 6—7 *м*. Во многих местах территории Карелии наблюдаются сухие русла потоков, выполненные хорошо окатанным валунным материалом. Ширина таких русел местами достигает 10—20 *м*, что свидетельствует о значительных размерах потоков, размывавших подстилающие породы (чаще всего — морену) и вынесших мелкозернистый материал.

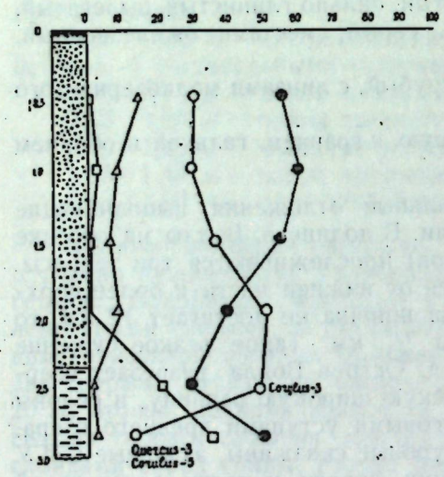


Рис. 19. Схематическая пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений Карелии

Возраст аллювиальных отложений можно определить довольно точно: они залегают на озерных отложениях (см. разрезы, описанные выше) и ничем не перекрываются. Следовательно, возраст их может быть отнесен к позднему голоцену. Этот вывод подкрепляется результатами палинологических исследований аллювиальных отложений Карелии. Как правило, отложения, подстилающие аллювиальные осадки, относятся к среднему голоцену и характеризуются пыльцевыми спектрами, в которых наблюдается перекрещивание кривых сосны и березы, присутствуют ольха, ель и пыльца широколиственных пород (рис. 19). Затем, уже непосредственно в аллювиальных отложениях, кривая сосны возрастает, береза занимает второе место, исчезает пыльца широколиственных пород и возрастает кривая ели. Такое изменение в ходе кривых древесной пыльцы указывает на некоторое ухудшение климатических условий во время отложения этих осадков, и время их образования можно отнести к субатлантическому периоду или, по схеме М. И. Нейштадта — к позднему голоцену.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. М. 1956. О границе Валдайского оледенения на русской равнине. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 88, вып. 3.

Баранова А. И. 1951. Четвертичные отложения и геоморфология центральной части КФССР. Диссертация на соискание уч. ст. канд. географ. наук. Л. Фонды Лен. гос. ун-та.

Дьяконова-Савельева Е. Н., Земляков Б. Ф. 1928. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 21.

Жузе А. П. 1939. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Труды Верхневолжской эксп. Геогр.-экон. ин-та, 4.

Земляков Б. Ф. 1936. Четвертичная геология Карелии. Карельский научн.-исслед. ин-т, т. 1, вып. 1.

Земляков Б. Ф., Покровская И. М. и Шешукова В. С. 1941. Новые данные о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Труды сов. секц. Межд. ассоц. по изуч. четв. пер., в. V.

Лаврова М. А. 1927—1928. Двинско-Онежская экспедиция. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 и 1928 гг., ч. II.

Лаврова М. А. 1931. К геологии Онежского п-ова Белого моря. Труды геол. музея, VIII.

Лаврова М. А. 1933. О результатах геологического исследования в районе Беломорского бассейна. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, вып. II.

Лаврова М. А. 1939. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений г. Петрозаводска и р. Мга. Труды сов. секц. Межд. ассоц. по изуч. четв. периода, т. 4.

Лаврова М. А. 1947. Основные этапы четвертичной истории Кольского п-ова. Изв. Всес. Геогр. об-ва, вып. № 1, т. 79.

Лак Г. Ц. 1957. Современные и ископаемые диатомовые Онего-Ладожского перешейка. Труды Карельского филиала АН СССР, вып. 11.

Марков К. К. 1931. Геохронологические исследования в южной Карелии и Ленинградской области. Природа, № 5.

Марков К. К. 1933. Позднe- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне позднe- и послеледниковой истории Балтики. Труды ком. по изуч. четв. пер., т. IV, вып. 1.

Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. 1934. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер. Труды ком. по изуч. четв. пер., т. IV, вып. 1.

Марков К. К. 1934. О признаках трансгрессий и регрессий. Труды Перв. Всес. Геогр. съезда, 3.

Марков К. К. 1949. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. Вопросы географии, № 12.

Медведев В. С. 1954. Морфология и динамика западного побережья Белого моря. Диссертация на соискание ученой степени канд. географ. наук. М.

Москвитин А. И. 1954. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 3.

Нейштадт М. И. 1952. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. Мат. по четв. пер. СССР, в. 3.

Нейштадт М. И. 1955. Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР. Труды Ин-та географии, LXIII, в. 13.

Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. 1933. Диатомовые позднe- и послеледниковых отложений северо-западной части Ленинградской области. Труды II INQUA, 3.

Шешукова В. С. 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних. Труды ком. по изуч. четв. пер., № 5, 1.

Шешукова В. С. 1949. Диатомовые водоросли иловых отложений и подстилающих их глин из озер Онего-Беломорского водораздела. Труды ЛОЕ, LXIX, 3.

Яковлев С. А. 1924—1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. Научно-мелиорац. ин-та, № 28, 13.

Яковлева С. В. 1933. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Труды II межд. конф. АИЧПЕ, вып. 2.

Ailio J. 1897. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. Fennia. Bd. 14, 9.

Ailio J. 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, 3.

De-Geer G. 1897. Om rullstenäsarnes bildningssätt. Geol. Fören. Stockholm Farhandl. Bd. XIX, H. 5.

Hyyppä E. 1932. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, 56. II.

Hyyppä E. 1937. Postglazial Changes of Shore-line in Southern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl.

Hyyppä E. 1943. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga — und Ancylus-Transsgresion. Bull. Comm. Geol. Finl. 128.

Melder K. 1951. Beiträge zur Kenntnis der Rezenten Diatomeenflora Ostkareliens. Ann. Bot. Soc. „Vanamo" 25, 1.

Sauramo M. 1928. Über die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien. Bull. Comm. Geol. Finl. 80.

Sauramo M. 1954. Das Rätsel des Ancylussees. Geol. Rundsch. Intern. Zeitschr. H. 2.

Ramsay W. 1931. Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveauverschiebungen in Finnland. Fennia, 54, 3.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

Г. С. БИСКЭ

МОРЕНЫ КАРЕЛИИ

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучению морен различных областей Советского Союза посвящена большая литература. Сравнительно детально исследованы эти отложения в Ленинградской области (работы К. К. Маркова, 1931, 1935; С. А. Яковлева, 1926; Е. М. Люткевича, 1937, и др.), начато изучение морены на Кольском полуострове (Е. В. Рухина, 1956; А. А. Арманд, А. Н. Никонов). По территории Карелии до настоящего времени нет печатных работ, обобщающих разнородные сведения о морене, содержащиеся в неопубликованных источниках. В то время как за последние годы, благодаря широко развернувшимся геологическим исследованиям, проводившимся на территории КАССР такими организациями, как Северо-Западное Геологическое управление, Ленгидэп, 5-е Геологическое управление, Карельский филиал АН СССР и др., накопилось много материала, требующего систематизации и обобщения и представляющего несомненный интерес и для стратиграфов, и для литологов-четвертичников.

Значение изучения морены едва ли требует разъяснений; достаточно сказать, что без детальных исследований ее состава и слагаемых ею форм рельефа невозможно установление истории таяния ледника в каждом данном регионе, а следовательно и выяснение стратиграфии слагающей его четвертичной толщи и синхронизация с четвертичными отложениями соседних регионов. Причем для палеогеографических построений необходимо комплексное изучение морены, при котором равное внимание уделяется всем ее характерным признакам. Выделение какого-либо одного из ее черт (цвета, минералогического состава и т. п.) в качестве основного и пренебрежение всеми остальными неоднократно приводило четвертичников к палеогеографическим ошибкам и препятствовало правильному толкованию условий образования и возраста изучаемой толщи.

Изучение литологического состава морены и путей распространения ледниковых отложений необходимо для правильной постановки валунных поисков, дающих нередко прекрасные результаты.

Задачей настоящей статьи является обобщение материалов по верхней морене Карелии, накопленных преимущественно в послевоенные годы. Материалы получены автором как во время собственных многолетних наблюдений, так и из многочисленных геологических отчетов преимущественно СЗГУ и Ленгидэпа.

Ледниковые отложения в Карелии представлены двумя горизонтами морены, разделенными межледниковыми осадками. Нижняя морена

и межледниковые слои (морские и пресноводные) залегают преимущественно в глубоких понижениях поверхности кристаллических пород и, в большинстве случаев, были обнаружены и изучены лишь при помощи глубоких буровых скважин. Площадное развитие нижней морены сравнительно невелико, и сохранилась она в тех местах, где условия рельефа препятствовали эрозионной работе последнего ледника.

Несравнимо большее значение имеет верхняя морена, имеющая почти повсеместное распространение. Если исключить участки, сложенные более молодыми поздне- и послеледниковыми осадками (включая и торфяно-болотные отложения), то поверхность, сложенная мореной, составит около 60% всей территории КАССР. При этом необходимо помнить, что во многих случаях поздне- и послеледниковые осадки перекрывают ту же морену, что в других местах представляет собою поверхностный горизонт; следовательно, можно считать, что морена отсутствует лишь там, где обнажаются кристаллические породы архея или протерозоя, во всех других районах она залегает плащом неравномерной мощности, нивелируя неровности рельефа подстилающих пород.

Площадное распространение верхней морены неравномерно: близ побережий крупных водных бассейнов — Онежского и Ладожского озер и Белого моря — она размыта почти нацело, и здесь наблюдается обнаженная поверхность кристаллических пород, формирующих прекрасно выраженные в рельефе бараньи лбы и курчавые скалы; там же, где преобладают отрицательные формы поверхности подстилающих пород, морена погребена под более молодыми осадками — поздне- и послеледниковыми, достигающими нередко значительной мощности. (Олонецкая равнина, равнины нижнего течения рек Шуи и Водлы и др.).

2. СОСТАВ МОРЕНЫ

В понятие состава морены входит характеристика ее с точки зрения величины и минералогического состава слагающих ее компонентов: крупного валунно-галечного материала и мелкозема (песка, супеси, суглинка). Надо сказать, что механический состав морены Карелии в целом изучался мало, и документальные данные, т. е. результаты механического анализа, нередко трудно сопоставимы между собою, так как анализы производились различными методами (Сабанина, Богданова, Стокса и др.) и границы между отдельными фракциями выражаются разными числами. Например, общепринятая граница между песчаной и пылеватой фракциями (0,1 *мм*) устанавливается не всеми методами, и в ряде случаев за эту границу приходится принимать 0,05 *мм*, что нарушает принцип единства при сопоставлении и несколько искажает результаты.

Нами в течение ряда лет отбирались образцы из морен различных участков территории Карелии с целью установления их гранулометрического состава. Результаты механического анализа этих образцов и некоторые данные, полученные при изучении фондовых материалов, позволили составить диаграмму механического состава морены (рис. 1).

Из диаграммы видно, что в целом морена Карелии характеризуется преобладанием песчаной фракции (30—70%) и равным содержанием илисто-пылеватой и гравийно-галечной фракций (10—50%). Это выделяет ее из морен других ледниковых районов Союза, по преимуществу пылеватых, суглинистых и даже глинистых. Однако

среди, в целом, песчаной морены различаются разности, содержащие большее количество пылеватых и глинистых частиц и имеющие, вследствие этого, уже несколько иные свойства.

По содержанию пылеватой фракции морена Карелии может быть подразделена на: 1) песчаную, 2) супесчаную и 3) суглинистую. Песчаная морена слагает преимущественно северные и западные районы республики, супесчаная — южные и восточные. Моренный суглинок чаще всего встречается в южной части Пудожского района и является как бы переходом от песчаных карельских морен к суглинистым и глинистым моренам Ленинградской и Вологодской областей. Такая закономерность распределения различных видов морены нередко нарушается, и среди площадей развития песчаной морены можно наблюдать участки, сложенные супесчаной и даже суглинистой мореной. Последняя обычно имеет линзообразное залегание, занимая сравнительно небольшие площади. Линзы суглинистой морены наблюдаются, например, в окрестностях г. Петрозаводска (ст. Голиковка), в ряде мест Заонежья, в Олонецком и Сегежском районах и в других местах. Нередко моренные суглинки разрабатываются или разрабатывались в качестве сырья для производства кирпича (у ст. Голиковка, у с. Ведлозеро и др.).

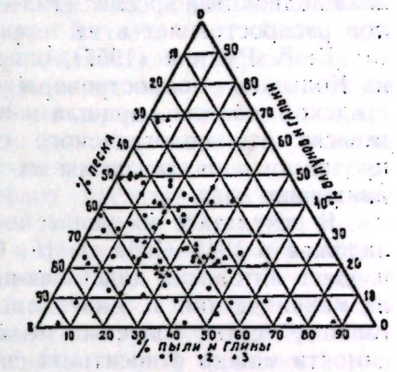


Рис. 1. Диаграмма механического состава морены Карелии:
1 — образцы из северных районов Карелии (Кемский, Калевальский, Лоухский и Беломорский); 2 — образцы из центральных районов (Медвежьегорский, Сегежский); 3 — образцы из южных районов (Суоярвский, Кондопожский, Пудожский)

Площадное распространение суглинистой морены наблюдается в южной части Пудожского района, приблизительно до широты северного берега Водлозера, но и здесь среди моренных суглинков нередки участки развития валунного песка.

Анализируя закономерность распределения различных видов морены, нетрудно убедиться, что гранулометрический состав морены каждого участка находится в тесной зависимости от состава подстилающих пород, что было замечено многими исследователями финских и карельских морен. Так, Б. Фростерус (B. Frosterus, 1922), например, утверждает, что состав морены целиком определяется литологией пород, слагающих данную местность или соседние с ней области, и выделяет даже различные типы морен в зависимости от подстилающих пород: морены кварцитовые, сланцевые, гранитные и др. Такого же мнения придерживаются Ю. Лейвиска и М. Саурамо (J. Leivisкä, 1934; M. Sauramo, 1929).

В. В. Шарков (1946), исследовавший четвертичные отложения района Питкяранты, также пришел к выводу, что состав морены, в основном, определяется составом подстилающих пород, а если на площади развития той или иной породы и наблюдаются иногда несвойственные им морены, то это объясняется, по-видимому, местными условиями отложения.

Региональная связь морены с местными коренными породами была установлена Н. Н. Соколовым (1934) для Русской равнины, где ледниковая толща возникала преимущественно за счет отложений, „захваченных ледником в смежных районах (низинах), где преобла-

дала ледниковая эрозия" (1934, стр. 16). Эту закономерность Н. Н. Соколов распространяет и на территорию Карелии.

Е. В. Рухина (1957), опираясь на исследования, проведенные ею на Кольском полуострове, в северных районах Карелии и в Ленинградской области, пришла к выводу, что состав и строение морены зависят от геологического строения подстилающих пород, от их прочности и от характера их поверхности, обусловившей направление движения льда.

В результате изучения четвертичных отложений северного Приладожья в 1945—1946 гг. (Г. С. Бискэ, 1953) было установлено, что и здесь литология подстилающих пород оказывает решающее влияние на механический и минералогический состав морен, определяя его главные черты; более же мелкие детали и отклонения от этой зависимости можно относить за счет вторичных процессов, под влиянием которых происходило отложение морены. Например, для северо-восточного побережья Ладожского озера, сложенного гранитами рапакиви, характерна песчаная, местами грубопесчаная морена с большим количеством щебенки, гальки и валунов. К области распространения ставролитовых и амфиболовых сланцев (район Маткаселькя — Вяртсиля) приурочена почти безвалунная, тонкозернистая песчаная морена, содержащая незначительное количество пластинчатой, угловатой гальки.

В местах сплошного распространения слюдистых и филлитовых сланцев ладожской формации развита суглинистая морена, механический состав которой характеризуется следующей таблицей.

Таблица 1

Механический состав суглинистой морены

Размер фракций в *мм*	>5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005 - 0,001	<0,001
% содерж. фракций	13,42	5,35	2,55	1,57	1,60	1,93	12,76	25,43	26,51	3,85	5,03

Эта морена представляет собою грубый суглинок, серого цвета с включением угловатых песчаных зерен.

Суглинистая морена отмечена также на островах Мантсинсаари и Лункуланссаари, по восточному берегу залива Ууксунлахти, в окрестностях поселков Кителя и Импилахти и к северу от г. Питкяранта. В районе побережья она местами обогащена валунной и песчаной фракциями и нередко сменяется песчаной и супесчаной разностями морены.

Подобная же закономерность подмечается и для других районов Карелии. Например, к районам развития песчаников и девонских глин крайней южной части территории (район Шелтозера и южная часть Пудожского района) приурочены тяжелосуглинистые разности морены с небольшим количеством валунов, тогда как в районе Сегозера, где подстилающие породы представлены трудно разрушающимися кварцитами и диабазами протерозоя, морена представляет собою глинистый песок с большим количеством крупнообломочного материала.

Зависимость состава морены от подстилающих пород четко выражена в юго-восточных районах Карелии. В районе р. Вамы, где подстилающие породы представлены кристаллическими образованиями докембрия, трудно поддающимися разрушению, преобладает тонкая песчаная и супесчаная морена с валунами кристаллических пород. В районе нижнего течения р. Водлы, где некогда широкое развитие имели глинистые межледниковые отложения, сохранившиеся в настоящее время в виде отдельных пятен, морена представлена валунными суглинками с содержанием пылеватых частиц более 50%, что объясняется участием межледниковых глин в образовании морены. Минералогический состав этих валунных суглинков (по данным Ленгидэпа) показал следующие результаты: анализировались 4 образца фракции 0,1—0,01 *мм*. Минералов легкой фракции обнаружено 97,25%, минералов тяжелой фракции — 2,75%. Минералы легкой фракции характерны для морен Карелии, сформировавшихся на кристаллических породах докембрия: преобладание кварца и калиевого полевого шпата, содержание мусковита, плагиоклаза и цветных слюд. В составе минералов тяжелой фракции выделяется ассоциация минералов эпидот-амфибол-рудные минералы, характерная и для межледниковых отложений и для нижней морены.

Тесную связь морены с подстилающими породами подтверждает и минералогический состав заключенных в ней валунов и гальки. Еще А. А. Иностранцев отметил, что в Повенецком уезде эта зависимость выступает необыкновенно ясно: „Коль скоро мы имеем дело с коренною породою, то и в наносе мы встречаем главным образом угловатые обломки этой горной породы, то крупные — в виде валунов, то более мелкие — в виде ледникового щебня; коль скоро эта коренная порода кварцит, то и нанос главным образом состоит из обломков или щебня кварцита, на диоритах — диорита и т. д. При этом особенно интересно то, что если мы среди обломков местной породы находим другие, то эти последние всегда являются округленными" (А. А. Иностранцев, 1877, стр. 637).

Более поздние исследования дали много новых фактов, подтверждающих правильность наблюдений Иностранцева.

Большие работы в отношении изучения валунного состава морены были проделаны Северо-Западным Геологическим управлением, проводившим в период 1952—1954 гг. валунные поиски на территории Карелии. Результаты работ сведены нами в виде таблицы (табл. 2). Благодаря детальному изучению валунов (их петрографического состава, размеров, ориентировки длинных осей, процентного содержания по отношению к более мелкозернистым фракциям и др.) было установлено, что состав валунов почти точно отражает характер подстилающих пород, т. е., иными словами, в любой точке местности преобладают валуны местных пород и лишь очень незначительный процент чуждых.

Подобная же закономерность была констатирована и нами во многих участках территории Карелии. Например, в окрестностях озера Елмозера, где подстилающие породы представлены протерозойскими кварцитами и сланцами, валуны в морене состоят преимущественно из этих же пород. В районе развития гранитов рапакиви (район Питкяранты) эти породы играют ведущую роль в валунном составе перекрывающей их морены. В Заонежье — области развития сланцев — валуны представлены, в основном, сланцами, в юго-западном Прионежье — шокшинскими песчаниками. В районе Ветреного Пояса преобладают валуны основных и ультраосновных пород, слагающих этот

*Таблица 2**

Характеристика валунного состава морены

Район исследований	Петрографический состав валунов	Преобладающие размеры в *см*	Ориентировка длинных осей валунов
Район Сегозера	Габбро-диабазы, мандельштейны, метадиабазы, гранодиориты, амфиболиты, габброамфиболиты, зеленые сланцы	2—40, реже 100—150 и 200—300	
Прионежский и Кондопожский	Граниты, гранодиориты, гнейсо-граниты, диабазы, метадиабазы, мандельштейны, зеленые сланцы, кварциты, амфиболиты, габбро-амфиболиты, доломито-песчаники	70—100 до 300	ЮВ 140—165°
Петрозаводск и его окрестности	Туфосланцы, диабазы, граниты, кварциты, гранодиориты	—	—
Кундозеро, район Кестеньги	Граниты, диориты, амфиболиты, гнейсы	20—200	—
Озеро Шикоярви, Калевальский район	Плагиоклазовые и микроклино-плагиоклазовые граниты, амфиболиты, кварциты, зеленые сланцы, метадиабазы, серицитовые сланцы	20—50	СЗ 315—320°
Пяявaара, Калевальский район	Плагиоклазовые и микроклино-плагиоклазовые граниты, метадиабазы, кварциты и амфиболиты	—	СЗ 315—320°
К северу от Повенца, Медвежьегорский район	Граниты, кварциты, диабазы, гнейсо-граниты и чуждые: амфиболиты, габбро, аркозы и др.	—	ЮВ 160—170°
К СВ от Сегозера	—	—	СВ 322, 337, 300 и 320°
К ЮВ от Пяявaара, район Тунгуды	Метадиабазы, кварциты, кислые эффузивы	—	СЗ 320°
Беломорск—Нюхча, Беломорский район	Граниты, гнейсы, гранито-гнейсы и зеленокаменные породы	—	—
Река Нюхча и озеро Кумбасозеро, Беломорский район	Преобладают валуны кислых пород: гнейсов, гнейсо-гранитов и гранитов		

кряж, а в крайней юго-восточной части Пудожского района, где в строении дочетвертичной толщи принимают участие осадочные породы палеозоя, состав валунов пополняется валунами аргиллитов и известняков.

Таким образом, как гранулометрический, так и минералогический состав морены почти точно отражает собою состав подстилающих пород. Это обстоятельство указывает, что перенос обломочного материала морены во время последнего оледенения в условиях Карелии был очень незначителен.

* В таблице приводятся данные из отчетов СЗГУ: М. Д. Кадыровой и А. А. Миндлиной (1952), Е. М. Михайлюк и А. И. Барановой (1950), А. И. Ивановой и А. С. Кабановой (1951—1952), С. А. Дюкова и М. А. Сотниковой (1952), В. В. Яковлевой, Г. В. Макаровой (1954) и др.

Указанная закономерность в какой-то мере может быть использована для установления, по составу валунов, характера дочетвертичных пород в тех местах, где последние перекрыты сплошным плащом морены.

Однако, несмотря на то, что состав морены каждого данного участка в большей степени определяется составом подстилающих пород, большую изменчивость этого состава в площадном распространении нельзя целиком относить только за счет изменения литологии ледникового ложа; в ряде мест тот или иной состав морены мог сформироваться и под влиянием местных условий отложения (влияние талых ледниковых вод, рельефа местности и др.).

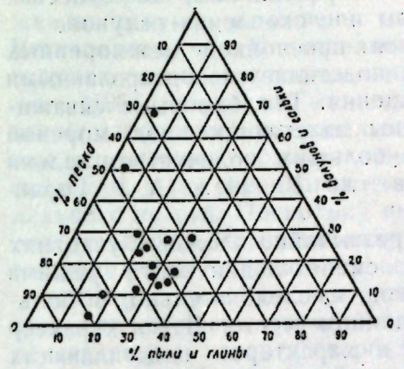


Рис. 2. Диаграмма механического состава морены в районе д. Сопохи

Различие в механическом составе морены, слагающей очень небольшой участок, хорошо иллюстрируется диаграммой, отражающей состав морены в районе д. Сопохи (рис. 2). Здесь несколькими буровыми скважинами Ленгидэпа была вскрыта морена и образцы были взяты из разных ее горизонтов. Из диаграммы видно, что при общем преобладании во всех образцах песчаной составляющей, процентное содержание ее далеко неодинаково, так же как и содержание валунно-гравийно-галечной фракции, колеблющееся иногда в пределах от 7 до 70%. Своеобразный характер имеет морена Лоухского района, которая отличается слабой сортировкой материала, значительным содержанием пылеватых частиц и реже — легкой слоистостью по разрезам. Последнее объясняется, вероятно, тем, что здесь морена отлагалась в условиях сильного обводнения, а возможно, была видоизменена и после отложения. Однако воздействие талых ледниковых вод было не настолько интенсивным, чтобы переотложить моренный материал и создать другой генетический тип осадков. Наряду с такой видоизмененной мореной здесь встречаются незначительные по площади участки, сложенные типичной мореной. Неоднороден состав морены и в вертикальном разрезе, что хорошо иллюстрируется разрезом на правом берегу р. Онды.* Здесь толща морены была вскрыта до глубины в 10 *м* и, несмотря на то, что в целом морена супесчаная, количество пылеватых частиц и валунно-галечного материала в образцах, взятых через каждые 1—1,5 *м* неодинаково (содержание пылеватых частиц колеблется от 20 до 40%, а валунно-галечных—от 10 до 30%, рис. 3).

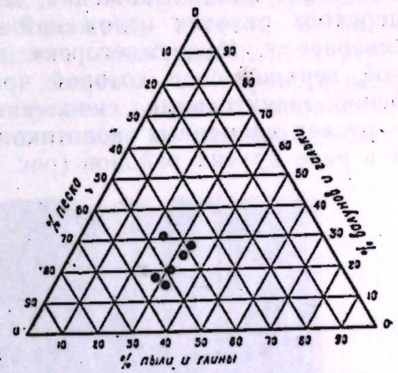


Рис. 3. Диаграмма механического состава морены в районе р. Онды

Общей закономерностью, отмеченной почти во всех разрезах морены, является большая плотность нижних ее слоев по сравнению

* В. В. Ламакин. Отчет о разведке месторождения моренных грунтов на правом берегу р. Онды у Каменного порога. 1937. Фонды СЗГУ.

с верхними, а также некоторая сортировка материала. Там, где буровыми скважинами вскрыта вся толща морены до подстилающих пород, отмечалась слоистость и включение линз и прослоев сортированного песка или глины. Например, в южной части Пудожского района отмечено, что литологический состав морены, особенно в нижних ее слоях меняется: то она представлена суглинком, насыщенным галькой и валунами, то песком, щебнистым или гравелистым, то супесью. В морену часто включены прослои глины или скопления валунов.

Иногда толща морены разделяется прослойкой межморенных отложений мощностью до 2—3 *м*. или подстилается сортированными осадками несомненно водного происхождения. Так, буровыми скважинами в районе д. Койкары установлены залегающие под мореной крупнозернистые, гравелистые пески с большим количеством гальки и редкими валунами; мощность песков — до 10—11 *м* (А. Г. Горянский, 1950).

Такой разрез свидетельствует о чрезвычайно сложных условиях накопления морены, о неоднократной смене ледникового режима господством текучих и стоячих талых вод, а следовательно, о большой мобильности ледникового края в данном месте. Здесь характер морены в равной степени обусловлен и характером подстилающих пород, и условиями ее отложения.

Легкая слоистость морены и включения линз и прослоев сортированных песков в ее толщу объясняются перемывающей деятельностью талых ледниковых вод в теле ледника во время отложения морены.

Количественное распределение валунов в морене чрезвычайно неравномерно: в одних случаях морена переполнена валунами, в других — валунов настолько мало, что морена могла бы быть принята за безвалунные отложения, если бы не наблюдалось постепенного перехода от этих отложений к типичной морене. Например, участок севернее г. Медвежьегорска до Выгозера и Сегозера покрыт мореной, верхние слои которой чрезвычайно обогащены валунами. Особенно значительные скопления валунов наблюдаются в ложбинах и руслах временных водотоков. Подобное же явление наблюдается и в ряде других районов (рис. 4).



Рис. 4. Валунное поле в районе д. Колвасозеро. (Фото Г. Ц. Лака)

В разрезах морена имеет двучленное строение: верхний слой представлен мелко- и тонкозернистыми песками, желто-бурого цвета, нижний— тонкозернистыми песками, настолько плотными, что они не поддаются лопате.

Обилие валунов на поверхности, по всей вероятности, связано с последующим размывом морены талыми ледниковыми водами.

Господствовавшее ранее представление о беспорядочном расположении валунов в морене опровергается работами последних лет. Установлено, что в подавляющем большинстве случаев длинные оси валунов располагаются по направлению движения ледника. С. В. Яковлева (1955) объясняет это тем, что движущийся ледник в придонной своей части несет материал во взвешенном состоянии, почему отдельные удлиненные обломки занимают положение наименьшего сопротивления, т. е. располагаются длинной осью по направлению течения ледяного потока. Поскольку вытаивание из льда происходит в условиях постоянного подмерзания, валунный материал отлагается примерно в том же положении, в каком происходил его перенос льдами.

Замеры ориентировки длинных осей валунов проводились в Карелии эпизодически; наибольший материал дали валунные поиски, поставленные здесь Северо-Западным Геологическим управлением. В результате этих работ были составлены многочисленные розы ориентировки длинных осей валунов, часть которых изображена на рис. 6 и 6а. Преобладающая часть валунов ориентирована в северо-западном и в широтном направлениях, согласно с преобладающим направлением основных геологических структур и крупных денудационно-тектонических форм рельефа. Видимо, в начальные стадии направление движения ледника определялось рельефом ледникового ложа и ледниковые потоки текли по пониженным участкам поверхности кристаллических пород, с более высоких абсолютных отметок в более низкие. К этому же времени относится и преобладающий перенос материала в количественном отношении, дальность же переноса невелика. Позднее, когда отрицательные формы рельефа заполнялись льдом, характер подстилающей поверхности уже не оказывал решаю-

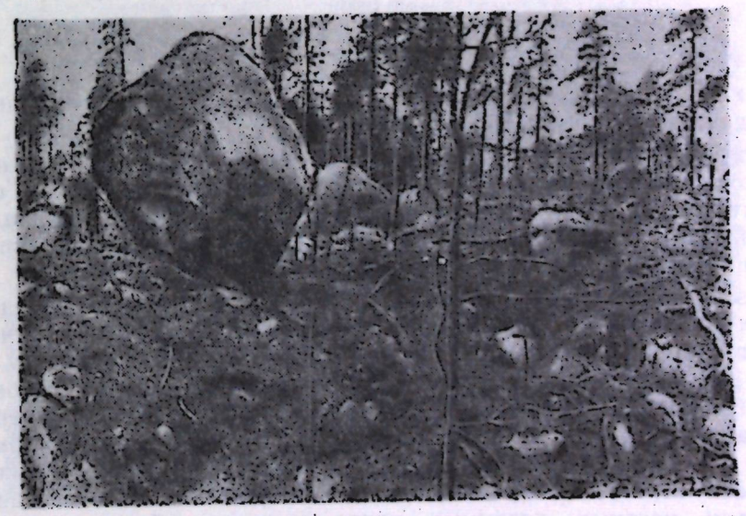


Рис. 5. Крупный валун. Окрестности с. Ухта. (Фото Г. Ц. Лака)

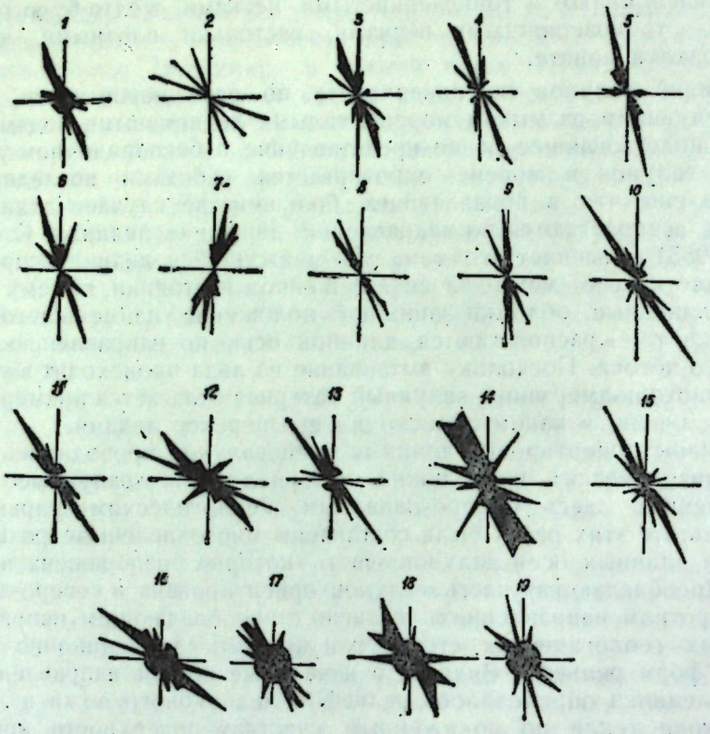


Рис. 6. Розы ориентировки длинных осей валунов с 1 по 35, по данным геологов СЗГУ:
1—9 — район Повенца и Медвежьегорска; 10—15 — западная часть Калевальского района; 16—25 — окрестности Сегозера; 16, 17, 18, 19 — д. Петрова Гора; 20, 21 — д. Сандалы; 22, 23 — д. Шалговаара; 24, 25 — д. Сяргозеро; 26—31 — с. Ругозеро; 32—35 — район Тунгуды; 36—37 — район Суомуссальми (Финляндия), по данным К. Вирккала (Virkkala, 1951); 38 — северо-восточный берег Ладожского озера, по С. А. Яковлевой (1955)

щего влияния на направление движения льда, которое подчинялось тогда другим законам (M. Demorest, 1943; К. К. Марков, 1946).

Эти выводы подтверждаются также совпадением ориентировки ледниковых шрамов с направлением основных геологических структур, что было установлено для районов Северного Приладожья Ю. Кайкко (J. Kaikko, 1933) и отмечено нами для других районов Карелии.

Размеры включенных в морену валунов ограничены пределами от 1 *см* до 2—2,5 *м* в поперечнике; более крупные валуны встречаются сравнительно редко (рис. 5). Преобладающий размер валунов от 10 до 30—40 *см*. Как правило, валуны плохо окатаны; наилучшая окатанность наблюдается в тех местах, где морена позднее подверглась размывающему воздействию талых ледниковых вод (рис. 7). Там, где морена отложилась на месте и отчасти смешана с элювиально-коллювиальными отложениями, она сильно обогащена почти неокатанными обломками местных коренных пород, и удельный вес мелкозема в общем составе морены весьма незначителен (рис. 8).

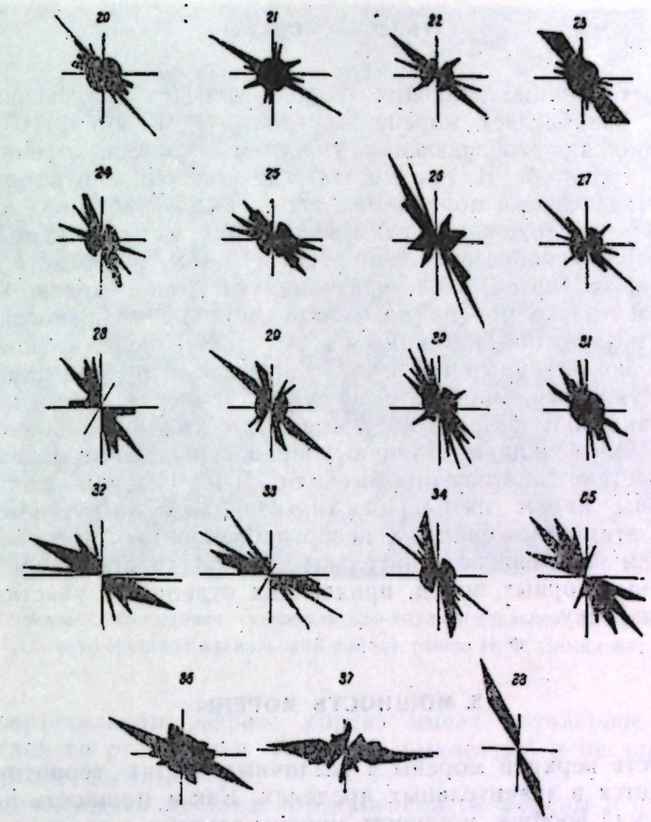


Рис. 6а.



Рис. 7. Характер валунов в пределах Колвасозерского валунного поля. (Фото Г. Ц. Лака)

Окраска морены

От состава подстилающих пород зависит и окраска морены. В Карелии преобладает морена желтовато-серых и бурых оттенков, что объясняется преобладающим участием в составе коренных пород гнейсов и гранитов. В тех местах, где материнские породы имеют другой состав, окраска морены меняется. Так, в районе возвышенности Ветреный Пояс, сложенной преимущественно зеленокаменными породами, морена приобретает темно-серый цвет; в области развития шокшинских кварцитов, характеризующихся темной красно-малиновой окраской, не только морена, но и более молодые флювиогляциальные и озерные осадки, образовавшиеся в результате перемывания морены, отличаются красно-бурым цветом. В Заонежье, где большие площади сложены шунгитами, морена темно-серая, почти черная.

В вертикальном разрезе цвет морены также неодинаков: верхние горизонты под влиянием вторичных процессов (выветривания, оглеения) приобретают желтовато-бурые или сизые оттенки. Нередко разрезы морены имеют пятнистый характер, что объясняется самой структурой этих отложений, их несортированностью, а следовательно, и сочетанием на очень незначительных площадях продуктов разрушения различных горных пород, придающих отдельным участкам разнообразную окраску.

3. МОЩНОСТЬ МОРЕНЫ

Мощность верхней морены в различных частях территории Карелии колеблется в значительных пределах. Как и мощность четвертичных отложений вообще, мощность морены зависит, в основном, от двух обстоятельств: характера подстилающей поверхности и условий таяния ледника.

Наиболее мощная толща морены наблюдается в депрессиях рельефа кристаллического основания (где морена, как правило, перекрыта более молодыми осадками и вскрыта только буровыми скважинами в районах развития краевых образований ледника).

В местах расчлененного доледникового рельефа, особенно на участках, сложенных породами карельской формации, как правило, интенсивно складчатой, мощность слоя морены неоднородна и, в общем, незначительна. Там же, где подстилающие породы имеют более или менее спокойное залегание, толща моренного плаща выдерживается сравнительно однородной на значительной площади.

Буровыми скважинами различных организаций толща морены во многих местах территории Карелии была пройдена до подстилающих пород, что позволило установить точную мощность моренного плаща в каждой данной точке (рис. 9). По некоторым скважинам морена имеет значительную мощность — до 29, 56 и даже 87 *м*. Однако такая толща моренного плаща наблюдается редко; как правило, преобладает мощность до 20 *м*.

Таким образом, заканчивая характеристику верхней морены Карелии, можно сделать следующие выводы:

1. Состав морены определяется составом подстилающих пород, что особенно четко проявляется в грубообломочной составляющей (валуны и галька).



Рис. 8. Морена, смешанная с элювиально-коллювиальными отложениями. Д. Костомукша (Калевальский район). (Фото Н. Ф. Демидова)

2. В вертикальном разрезе морена имеет двучленное строение: верхние слои ее отличаются большей рыхлостью и песчанистостью, нижние — более плотные.

3. Отмечающаяся местами сортированность морены и переслаивание ее с отмытыми осадками определяется перемывающим воздействием талых ледниковых вод в процессе отложения морены, а для участков краевой зоны ледника — и подвижностью ледникового края.

4. В начальные стадии оледенения движение ледника определялось рельефом кристаллических пород, и перенос материала был незначителен; позднее, когда понижения были заполнены льдом и неровности рельефа, вследствие этого, снивелированы, последний уже не оказывал влияния на направление движения льда, течение которого шло свободнее и материал разносился на более дальние расстояния.

4. ВОЗРАСТ МОРЕНЫ

Возраст верхней морены установлен на основании следующих фактов:

1. На большей части территории морена залегает непосредственно на докембрийских породах, реже — на межледниковых песках и глинах.

2. Перекрывается морена позднеледниковыми ленточными глинами, отложениями талых ледниковых вод или более молодыми осадками послеледникового возраста (озерными, торфяно-болотными, эоловыми и т. п.).

Следовательно, морена, покрывающая всю Карелию, отложена последним оледенением, после которого льды уже больше ни разу не покрывали территорию республики.

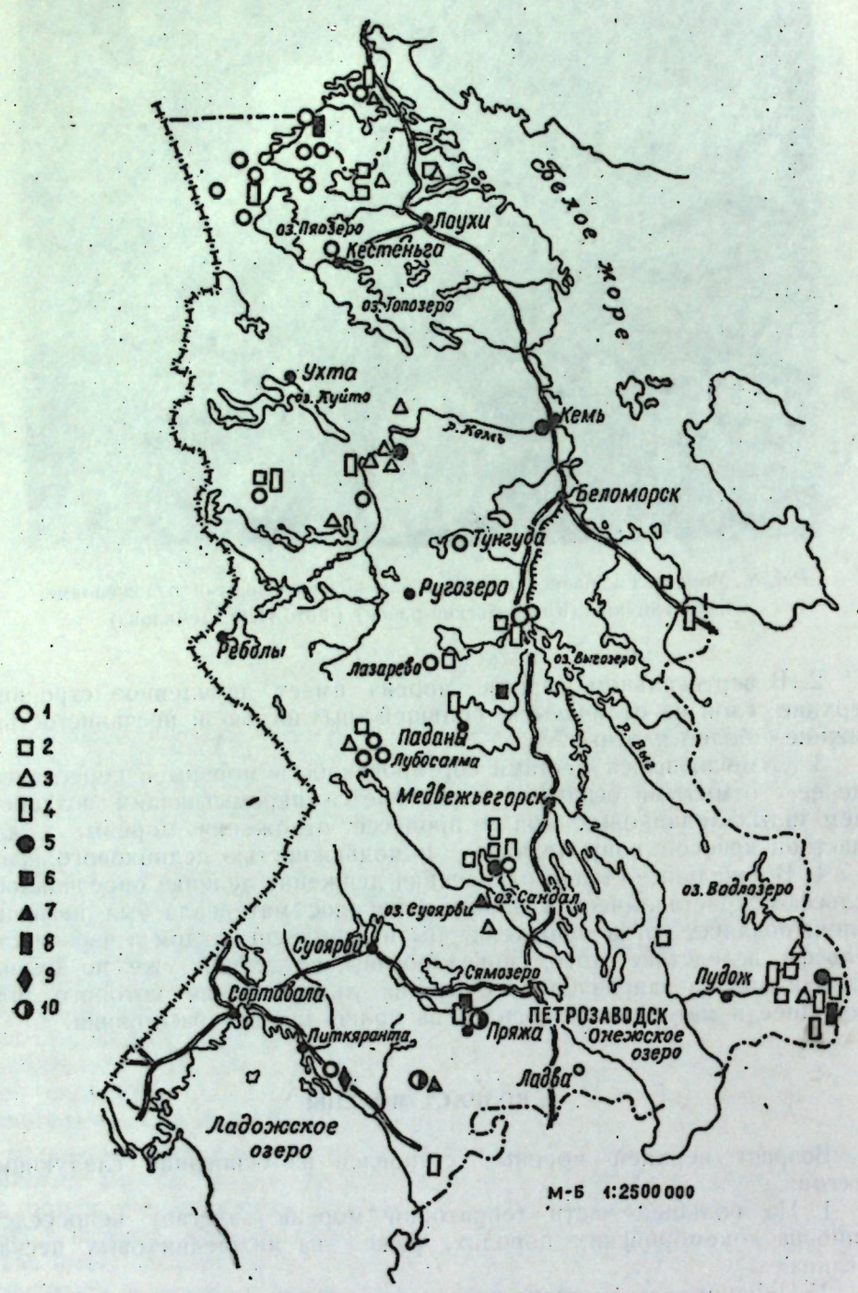


Рис. 9. Распределение максимальных мощностей моренного покрова:
1 — до 5 *м*; *2* — от 5 до 10 *м*; *3* — от 10 до 15 *м*; *4* — от 15 до 20 *м*; *5* — от 20 до 25 *м*; *6* — от 25 до 30 *м*; *7* — от 30 до 35 *м*; *8* — от 35 до 40 *м*; *9* — от 40 до 50 *м*; *10* — свыше 50 *м*

Начальные стадии таяния последнего ледникового покрова (проходившие за пределами Балтийского щита) отражены в виде различных аккумулятивных форм, протягивающихся полосой из Польши и прибалтийских республик на Валдай и Белое озеро. Как можно видеть из карты отложений четвертичной системы Европейской части СССР (1932 г.), в Вологодской и Архангельской областях краевые образования последнего ледника выражены не так четко и, судя по имеющейся литературе, до настоящего времени изучены не столь детально, как в центральной части Русской равнины.

Планомерные исследования районов, расположенных к востоку от Балтийского щита, положившие начало изучению развитых здесь краевых образований, были начаты в 1928 г., когда здесь была поставлена съемка четвертичных отложений масштаба 1 : 420 000. Изучение стратиграфии четвертичных отложений сводилось, главным образом, к выявлению количества и характера оледенений (или фаз отступания последнего оледенения) и морских трансгрессий. Результаты части исследований были опубликованы.

Одной из наиболее ранних работ, обстоятельно освещающих геолого-геоморфологическую обстановку северо-западной окраины Русской равнины, является работа А. И. Яунпутнинь, написанная в 1934 г. В ней рассматривается территория от Архангельска на севере до Вышнего Волочка и Рыбинска на юге. Западная граница проходит приблизительно через Тихвин, Лодейное Поле, Пудож, Онегу.

На основании изучения четвертичных отложений Яунпутнинь приходит к выводу о двукратном оледенении этой области. Следы первого (Днепровского) оледенения в значительной степени уничтожены, а следы последнего (Московского)* хорошо сохранились и широко распространены. Отмирание ледникового покрова шло с задержками и повторными подвижками. Автором отмечено 10 фаз таяния ледникового покрова, из которых главными являются московская, белозерская и валдайская. Из фаз, отмеченных в пределах Карелии, Яунпутнинем выделены кенозерская и онежская, являющиеся самыми поздними. Белозерская и Валдайская фазы отмирания сопровождались подвижками, создавшими формы напорного характера, хорошо выраженные в рельефе.

В наиболее поздней работе (1939) А. И. Яунпутнинь подводит итоги в изучении четвертичных отложений Северной области и для восточной ее части устанавливает уже только 4 фазы отмирания последнего ледникового покрова: грязовецкую, сухонскую, валдайскую и кенозерскую, из которых валдайскую считает крайней фазой третьего (последнего — *Г. Б.*) самостоятельного оледенения.

К тому же времени относятся работы М. А. Лавровой (1928, 1931 и 1933), посвященные, в основном, изучению четвертичных отложений Беломорского побережья. В результате изучения геологического строения западной оконечности Онежского полуострова М. А. Лаврова (1931) установила, что разрез межледниковых отложений восточной части Летнего берега хорошо согласуется с северодвинскими межледниковыми отложениями. Особое внимание М. А. Лаврова уделила описанию полосы краевых образований, протягивающейся вдоль южного и восточного берегов Онежского полуострова, которые позднее были повторно описаны М. М. и Н. И. Толстихиными (1935).**

* Терминология А. И. Яунпутнинь.

** По указанию Э. А. Кальберг, Онежская конечно-моренная гряда была впервые отмечена Н. И. Толстихиным в 1921—1923 гг. в бассейне р. Онеги, а затем, в 1927—1929 гг., более подробно описана М. А. Лавровой (1940).

М. М. и Н. И. Толстихины, занимавшиеся изучением геоморфологии Онего-Двинского междуречья, устанавливают для этого района несколько полос развития конечных морен, наиболее ярко выраженными из которых являются Кенозерские гряды, тянущиеся от Колодозера на северо-восток, на расстояние до 60 *км*. В районе Кенозерской конечно-моренной полосы указанные авторы выделяют: зандры, озы, камы, моренные холмы и конечно-моренный ландшафт, а также указывают, что большое значение в рельефе у Кенозера имеют палеозойские породы, из которых состоит значительная часть развитых здесь гор и холмов.

В. П. Бархатова (1941), работавшая с 1931 по 1934 г. в районе юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги, так же детально описывает Кенозерскую конечно-моренную полосу, выделяя здесь две зоны: внешнюю, представленную грядами конечных морен, и внутреннюю, состоящую, в основном, из камов. На юго-западе Кенозерская конечно-моренная полоса переходит в Андомскую, а на северо-востоке — в Ундозерскую.

В конце 30-х годов в районе Ветреного Пояса четвертичные отложения и геоморфология изучались М. Н. Карбасниковым (1940) и Н. И. Апухтиным. Результаты исследований первоначально были изложены в виде отчетов и позднее опубликованы (Карбасниковым в 1940 г. и Апухтиным в 1948 г.).

В 1940 г. вышла работа Э. А. Кальберг „Геологическое описание Онежского полуострова", в которой автор повторяет данные М. А. Лавровой по описанию онежских краевых образований и приводит материалы по геоморфологии „Двинской конечно-моренной гряды", из которых можно судить о большом морфологическом ее сходстве с онежскими краевыми формами. И Онежский, и Двинский комплексы краевых образований представляют собою полосы аккумулятивного грядово-холмистого рельефа, относительная высота которых достигает 80—85 *м*. Холмы и гряды сложены в различной степени сортированными песками с гравием, галькой и валунами.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Онежского полуострова (особенно восточной его части), предложенная в работе Э. А. Кальберг, не отличается от схемы, принятой для соседних районов бассейна Северной Двины, Мезени и др. На Онежском полуострове внизу четвертичной толщи также залегает нижняя морена и межледниковые глины, содержащие морскую фауну и отнесенные автором к отложениям бореальной трансгрессии, выше которых лежит комплекс верхнеледниковых отложений, состоящий обычно из двух горизонтов валунных глин, разделенных толщей песков.

В областях конечно-моренного ландшафта верхняя морена обычно перекрыта, а отчасти и заменена плащом флювиогляциальных отложений (1940).

По направлению с востока на запад из разрезов постепенно исчезает нижняя морена, а межледниковые глины сменяются песками, грубым гравием и галечниками.

Для более южной части территории — бассейна р. Онеги — Н. И. Апухтин (1948) предлагает несколько иную стратиграфическую схему, относя верхнюю морену к отложениям 4-го неоплейстоценового (по С. А. Яковлеву) оледенения, а подстилающие ее морские глины — к межледниковым отложениям более поздней, чем бореальная, морской трансгрессии. Осадки этой морской трансгрессии отделяются от бореальных Северо-Двинских слоев мореной 3-го (Валдайского, Вюрмского) оледенения. Краевыми образованиями 4-го неоплейстоценового оледенения Н. И. Апухтин считает Кенозерский комплекс аккумулятивных форм, отмеченный и во многих более ранних работах других исследователей.

С нашей точки зрения, наличие краевых образований, подобных Кенозерским, само по себе не является доказательством самостоятельности отложившего их ледникового покрова. В равной степени они могут быть приняты за результат осцилляции или даже неподвижного состояния края последнего оледенения в одну из стадий его таяния.

Работами Ленгидэпа (1953—1954 гг.) толща четвертичных отложений вдоль всей р. Онеги была вскрыта глубокими буровыми скважинами, дошедшими до коренных пород. Из описаний разрезов очевидно, что местность, разрезаемая р. Онегой, от истоков до устья сложена мореной, залегающей непосредственно на коренных породах, и только в районе участка впадения в Онегу р. Кены, где поверхность коренных пород образует глубокую впадину и мощность четвертичной толщи достигает 100—120 *м*, под мореной вскрыты межледниковые отложения. Мощность морены, выстилающей долину р. Онеги и прилегающие к ней участки, весьма значительна: у г. Каргополя — от 4 до 20,6 *м*, в районе Москвинского створа и с. Кудрино — 2—3 *м*, близ д. Усолье — свыше 10 *м* и у д. Грибанихи — свыше 20 *м*. Местами морена перекрыта более молодыми отложениями, возраст и генезис которых не всегда установлен.

Новыми исследованиями Архангельского стационара АН СССР (Э. И. Девятова, 1957) в бассейне р. Онеги установлены две морены предпоследнего (Днепровского) и последнего (Валдайского) оледенений,* разделенные межледниковыми отложениями. Палеонтологические исследования межледниковых осадков среднего и верхнего течения р. Онеги и р. Моши позволили Э. И. Девятовой отнести их к бореальной трансгрессии (южная граница которой проходила в 15—20 *км* севернее оз. Лача) и сопоставить их с аналогичными отложениями Карелии и Кольского полуострова.

По мнению Э. И. Девятовой, Кенозерский пояс аккумулятивных образований отмечает одну из стадий последнего оледенения, что подтверждается характером пыльцевого спектра межстадиальных отложений этого района.

Из доклада А. Ф. Гужевой на всесоюзном междуведомственном совещании по изучению четвертичного периода в мае 1957 г., посвященном вопросу строения краевых образований и положения границы Валдайского оледенения в Архангельской и Вологодской областях, явствует, что Кенозерский пояс грядово-холмистого рельефа образовался одновременно с Няндомским и Андомским и представляет собою комплекс форм, образовавшихся при одновременном таянии широкой краевой полосы льда, распавшейся на отдельные массивы в условиях расчлененного рельефа коренных пород.

А. Ф. Гужевая проводит границу последнего (Валдайского) оледенения севернее Белого озера, по восточному краю Няндомской возвышенности.

Таким образом, большинство исследователей не находит возможным отнести Кенозерский аккумулятивный комплекс к краевым формам самостоятельного (4-го неоплейстоценового) оледенения и приходит к единому мнению о наличии в Архангельской области морен лишь двух ледниковых эпох — Валдайской и предшествовавшей ей

* По терминологии И. П. Герасимова и К. К. Маркова.

(Днепровской или Московской),— разделенных межледниковыми отложениями бореальной трансгрессии.

Материалы, собранные автором по изучению морен и межледниковых отложений Карелии, хорошо увязываются с вышеизложенными данными и позволяют прийти к следующим выводам о возрасте верхней морены этой территории:

1. Верхняя морена Карелии перекрывает межледниковые отложения, относящиеся к начальной стадии бореальной трансгрессии, имевшей место в последний межледниковый период (Днепровско-Валдайский — по К. К. Маркову, Рисс-Вюрмский — по альпийской терминологии).

2. Верхняя морена отложена последним ледником, после таивания которого льды уже ни разу не покрывали территорию Карелии.

3. Краевые формы максимальной стадии последнего оледенения находятся за пределами Карелии. Комплексы краевых образований, отмеченные в республике, характеризуют отдельные наиболее поздние стадии таивания последнего ледникового покрова и по преимуществу представляют собою формы вытаивания из мертвого льда.

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И. 1948. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. Изв. КФ филиала АН СССР, № 4.

Бархатова В. П. 1941. К геологии бассейнов ЮВ побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Госгеолиздат.

Бискэ Г. С. 1953. Геоморфология и четвертичные отложения северного Приладожья. Изв. КФ филиала АН СССР, № 4.

Горянский А. Г. 1950. Пальеозерская ГЭС. Отчет об инженерно-геологических изысканиях. Рукопись. Фонды Ленгидэпа.

Девятова Э. И. 1957. К истории четвертичного периода севера в свете новых данных по бассейну р. Онеги. Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода. М.

Дюков С. А., Сотникова М. В. и Шостак З. А. 1953. Отчет о валунно-поисковых и съемочных работах на молибден, проведенных в Ругозерском и Паданском районах КФССР в 1953 г. Рукопись. Фонды СЗГУ.

Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ. и его рудные месторождения. Материалы для геологии России, VII, СПб.

Иванова А. П. и Кабанова А. С. 1953. Отчет о валунно-поисковых работах в районе Пяваарского молибденового месторождения и ревизионно-разведочных работах на Пяваарском месторождении Калевальского района КАССР в 1951—1952 гг. Рукопись. Фонды СЗГУ.

Кадырова М. Д. и Миндлина А. А. 1952. Отчет о геолого-съемочных и валунно-поисковых работах Северо-Сегозерской партии в 1952 г. Рукопись. Фонды СЗГУ.

Кальберг Э. А. 1940. Геологическое описание Онежского п-ова (лист 0-37-ВГ, южн. часть). Тр. Сев. Геол. упр., вып. 5.

Карбасников М. Н. 1940. Ветреный Пояс. Тр. по географии севера Европейской части СССР, вып. 1.

Лаврова М. А. 1933. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II Межд. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. пер. Европы, вып. II.

Лаврова М. А. 1933. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. Труды Геологич. ин-та, т. III.

Лаврова М. А. Двинско-Онежская экспедиция. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 и 1928 гг., ч. II.

Лаврова М. А. 1931. К геологии Онежского полуострова Белого моря. Тр. Геол. муз. АН СССР, т. VIII.

Лютквич Е. М. 1937. О третьей морене в районе реки Невы. Известия Гос. Географ. об-ва, т. 69, вып. 6.

Марков К. К. 1946. Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии. Вопросы географии, сб. 1.

Марков К. К. 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Труды Главн. геолого-развед. управления ВСНХ СССР, в. 117.

Марков К. К. 1935. О „третьей" морене на Карельском перешейке. Изв. ЛГГ треста, № 1 (6).

Михайлюк Е. М. и Баранова А. И. 1950. Отчет южной петрозаводской партии за 1949 г. Рукопись. Фонды СЗГУ.

Рухина Е. В. 1956. Об особенностях слоистости и ориентировки галек в некоторых типах четвертичных отложений. Ученые записки ЛГУ, серия геологич. наук, вып. 7.

Рухина Е. В. 1957. Литологические особенности морены последнего оледенения и использование их при стратиграфических исследованиях. Тезисы докладов Всесоюзного междуведомствен. совещания по изучению четвертичного периода.

Соколов Н. Н. 1934. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. Проблемы физ. географии, 1.

Толстихины Н. И. и М. М. 1935. Материалы о геоморфологии Онего-Двинского междуречья. Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. XVII, в. 3.

Шарков В. В. 1946. Отчет о геолого-съемочных работах на северо-восточном берегу Ладожского озера летом 1945 г. Рукопись. Фонды ВСЕГЕИ и СЗГУ.

Яковлев С. А. 1924—1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. Научно-мелиорац. ин-та. № VIII—XIII. Наносы и рельеф г. Ленинграда.

Яковлева С. В. 1955. Значение ледниковых валунов для познания геологического строения дна водных бассейнов (о предполагаемом залегании иотнийского песчаника на дне Ладожского озера). Материалы ВСЕГЕИ, вып. 9. Материалы по геологии и полезным ископаемым, ч. II.

Яковлева В. В., Макарова Г. В. и Миннина Е. Д. 1954. Отчет о геолого-поисковых работах на цветные металлы и молибден, проведенных в Тунгудском районе КФССР. Рукопись. Фонды СЗГУ.

Яунпутнинь А. И. 1939. Итоги изучения четвертичных отложений западной половины Северной обл. Тр. сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четв. периода (INQUA), вып. IV.

Яунпутнинь А. И. 1934. К вопросу об отступании последнего ледникового покрова на сев.-зап. окраине Русской платформы. Изв. ГГО, т. 66, в. 3.

Demorest M. 1934. Ise Sheets. Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 54.

Frosterus B. 1922. Suomen moaperä. Helsinki.

Kaikko J. 1933. Streifigkeit der Landschaft in Ladoga—Karelien. Fennia, Bd. 58, № 4. Helsinki.

Lelviskä J. 1934. Suomen kallioperä. Suomen maa ja kansa. Helsinki.

Sauramo M. 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Géol. de Finl., № 86. Helsingfors.

Virkkala K. 1951. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, East Finland. Bull. Comm. Géol. de Finl., № 155. Helsinki.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

Г. С. БИСКЭ и Г. Ц. ЛАК

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАРЕЛИИ

1. ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Межледниковые отложения Карелии тесно связаны с межморенными осадками соседних областей: Ленинградской, Вологодской и Архангельской; поэтому, прежде чем начать описание межморенных осадков, вскрытых различными исследователями в пределах Карельской Автономной Республики, необходимо коротко остановиться на рассмотрении результатов аналогичных исследований в прилегающих районах. Изложение материалов по разрезам межморенных отложений, исследованных в районах юго-восточной окраины Балтийского щита, даст возможность сопоставить эти разрезы между собою и облегчит установление стратиграфического положения карельских межморенных слоев.

Одними из первых подверглись изучению разрезы на реках Северной Двине и Ваге. Исследованиями Р. И. Мурчисона (1849) и более поздними — Ф. Чернышева (1891) и Н. Лебедева (1893) эти осадки были отнесены к отложениям позднe- или послеледниковой трансгрессии. Последующими работами Г. Де-Геера (G. De-Geer, 1896), В. Амалицкого (1899), К. А. Воллосовича (1900), В. Рамсея (W. Ramsay, 1903—1904) был установлен их межледниковый характер.

Много позже, уже в 1930—1940 гг. межледниковые отложения на реках Северной Двине и Ваге и в прилегающих районах подверглись детальным геологическим и палеонтологическим исследованиям (Ю. А. Ливеровский, 1933; В. К. Лихарев, 1933; А. А. Малахов, 1934; М. А. Лаврова, 1937; И. М. Покровская, 1937; А. П. Жузе и В. С. Порецкий, 1937; М. Н. Карбасников, 1937; А. И. Яунпутнинь, 1939, и др.), которые дали обоснование их стратиграфического положения.

Так, в 1934 г. М. А. Лавровой был собран большой геологический и палеонтологический материал по межморенным отложениям р. Северной Двины от устья р. Ваги до д. Конецгорье (М. А. Лаврова, 1937). Межморенные отложения залегают здесь на размытой поверхности нижней морены, представленной плотным несортированным суглинком с валунами, преимущественно палеозойских осадочных, реже — докембрийских кристаллических пород. На движение льдов с северо-запада указывают встреченные в морене валуны метаморфизованного габбро с Монче- и Волчьей тундр. Межморенные отложения имеют в этом районе широкое распространение и местами достигают 30 *м* видимой мощности.

Межморенные отложения содержат морскую фауну, отличающуюся как большим разнообразием видового состава, так и огромным

количеством экземпляров некоторых видов. Процентное соотношение различных групп моллюсков дает очень пеструю картину. Здесь было определено: арктических форм 13%, преимущественно арктических 24%, широко распространенных форм — арктическо-бореальных и биполярных — 29,6%, бореально-субарктических и бореальных 27,8% и теплолюбивых, как Cardium paucicostatum, Corbula gibba, Nassa reticulata и др. 5,6%. „Таким образом, если доминирующий комплекс моллюсков представлен широко распространенными, а поэтому недостаточно показательными в географическом отношении формами, то среди остальных групп встречаются более тепловодные формы, в настоящее время в Белом море не обитающие, как например: Cardium edule, C. fasciatum, C. elegantum, C. echinatum, C. paucicostatum, Astarte sulcata, Mactra elliptica, Corbula gibba, Nassa reticulata и др., из которых Cardium paucicostatum обитает преимущественно у берегов Англии и Франции, а также в Средиземном и Адриатическом морях, Corbula gibba — у восточных берегов Атлантического океана, а также в западной части Средиземного моря, Nassa reticulata развита у европейских берегов Атлантического океана, в Средиземном и Черном морях“ (Лаврова, 1937, стр. 157—158). Пыльцевой анализ этих слоев, произведенный Г. А. Благовещенским, позволяет констатировать, что ко времени начала трансгрессии Европейская часть севера Союза была покрыта лесами, отличающимися от современной архангельской тайги, а весь комплекс данных приводит М. А. Лаврову к выводу, что морские отложения района Северной Двины являются осадками межледниковой бореальной трансгрессии, „по-видимому, синхроничной эмским слоям в Голландии, Дании и Германии“ (Лаврова, 1937, стр. 171).

Две морены, хорошо развитые в исследованном районе, отнесены М. А. Лавровой к последнему (Вюрмскому) и предпоследнему (Рисскому) оледенениям,* а среди мощной толщи разделяющих их морских отложений, кроме осадков межледниковой бореальной трансгрессии, занимающих нижние горизонты в разрезах, выделены также отложения более поздней, беломорской трансгрессии (имевшей более узкий ареал распространения), осадки которой слагают верхние горизонты межледниковых отложений в нижнем течении Северной Двины.

Межморенные отложения р. Ваги (левый приток Северной Двины) были исследованы А. П. Жузе и В. С. Порецким (1937) на содержание диатомовых водорослей. Последние были обнаружены только в нижних горизонтах межморенной толщи — в голубовато-серых и серых неслоистых глинах, на глубине 14,8—16,0 и 17,5—20,5 *м* (здесь было встречено солоноводно-морских форм 91%, пресноводно-солоноводных форм — 8% и пресноводных форм — 1%). Доминирующий комплекс форм диатомовых представлен следующими видами: Melosira sulcata, Coscinodiscus excentricus, Actinocyclus Ehrenbergii, Bidulphia rhombus, Chaetoceros sp., а также наблюдается значительное количество теплолюбивых видов: Soscinodiscus Hauckii, Actinocyclus nebulosus, Tropidoneis elegans, Navicula forcipata var. nummularia, N. humerosa var. constricta, N. palpebralis var. minor, в настоящее время в Белом море не обитающих. Наличие этих видов диатомовых свидетельствует о том, что во время отложения глин, содержащих диатомовые, водоем характеризовался более благоприятным температурным режимом, чем современное Белое море.

---

* По терминологии М. А. Лавровой.

И. М. Покровской был собран материал по межморенной толще Северной Двины на участке Усть-Пинега — Лявля. На этом участке было изучено три обнажения; два из них в отношении пыльцы оказались почти немыми, а в третьем — у устья р. Варды — нижняя часть морской толщи охарактеризована пыльцой. Однако состав пыльцы (ель, небольшое количество пыльцы сосны и единичные пыльцевые зерна орешника) не дает никаких указаний на климатический оптимум (Покровская, 1937, стр. 214).

Иные результаты дал пыльцевой анализ межморенных отложений верхнего течения р. Ваги, у устья р. Колешки (отложения нижнего течения р. Ваги оказались почти немыми). Здесь было обнаружено большое количество пыльцы ели, сосны и березы и пыльцы широколиственных пород.

Таким образом, пыльцевым анализом также устанавливается более теплый, чем современный, климат во время отложения межморенных осадков р. Ваги, что и позволяет И. М. Покровской прийти к выводу об их межледниковом возрасте. Интересно отметить, что теплолюбивые виды диатомовых наблюдаются в горизонте, совпадающем с фазой потепления климата, о чем свидетельствует содержание в этом горизонте пыльцы лиственных и широколиственных пород и очень малое содержание пыльцы ели.

В целом, в развитии морской фауны и флоры межледниковых отложений рек Северной Двины и Ваги наблюдается большое сходство, что позволяет провести аналогию между ними. А учитывая, что все палеонтологические данные свидетельствуют в пользу теплого климата во время отложения межморенных осадков в указанных пунктах, можно согласиться с их межледниковым возрастом.

Почти одновременно с изучением разрезов в районе Северной Двины и Ваги межморенные отложения были обнаружены на территории г. Петрозаводска и в Повенце.

Первые указания на наличие в г. Петрозаводске морских межморенных слоев были сделаны К. А. Воллосовичем в 1908 г. Вся толща межморенных отложений была разделена Воллосовичем на три горизонта: 1) верхний, характеризующийся многочисленными следами червей и не содержащий никаких растительных остатков, 2) средний, представленный светло-желтым глинистым песком, уже без следов червей, но с большим количеством раковин Yoldia arctica и следами наземной растительности и 3) нижний, в котором преобладают раковины Tellina calcarea. Нижний и средний горизонты были отнесены Воллосовичем к отложениям первой межледниковой бореальной трансгрессии, а верхний — выделен, как образования самостоятельной второй межледниковой трансгрессии Беломорского бассейна.

В 1932 г. Е. М. Можейко (1934) было задано несколько буровых скважин на территории г. Петрозаводска. Скважины прошли всю толщу межморенных отложений, а также верхнюю и нижнюю морены (Можейко, 1934, стр. 20 и 21). Диатомовый анализ образцов из скважин Можейко, произведенный В. С. Порецким (1939), показал полное отсутствие морской флоры, но было обнаружено большое количество пресноводных диатомовых. Морская фауна, столь обильная в разрезе Воллосовича, скважинами Можейко также не была обнаружена.

В 1933—1934 гг. межморенная толща г. Петрозаводска снова была пробурена (работы геолога С. Г. Мазаева), и диатомовый анализ образцов (Порецкий, 1939) повторно показал полное отсутствие морских диатомовых при наличии большого количества пресноводных форм. Лишь летом 1936 г., исследованиями С. Г. Мазаева

и И. М. Покровской (1937, 1939), на правом берегу р. Неглинки, у устья, были вскрыты черные глины с морской фауной моллюсков и богатой морской диатомовой флорой. Среди фауны моллюсков М. А. Лавровой (1939) были определены Mytilus edulis, Tellina (Macoma) calcarea.

Сопоставляя морские отложения Петрозаводска с мгинскими, М. А. Лаврова отмечает умеренный характер климатических условий во время отложения этих осадков, на что указывает сильная битуминозность глин и находки таких древесных остатков, как сосна и ольха; М. А. Лаврова отмечает, что во время максимума бореальной трансгрессии Белое море соединялось с Балтикой, и сопоставляет петрозаводские морские слои с эльбинскими и датскими, т. е. относит их к последнему (рисс-вюрмскому) межледниковому периоду.

Такого же мнения придерживается и В. Занс (V. Zans, 1936).

Диатомовый анализ межморенных осадков р. Неглинки, произведенный В. С. Шешуковой (1939), обнаружил комплекс диатомовых, представленный следующими видами: Grammatophora oceanica var. intermedia, Thalassionema nitzschioides, Synedra tabulata, Rhabdonema arcuatum и др. Такой состав диатомовых свидетельствует о морском происхождении осадков, а также о том, что они отложены в литоральной части моря. Сравнение петрозаводской диатомовой флоры с диатомовыми других межморенных толщ нашего севера показало, что из всех форм, найденных в межморенных отложениях г. Петрозаводска, 65% обнаружено в Повенце, 50% на Мге и 31% на Баре. Отсюда В. С. Шешукова делает вывод о наибольшем сходстве петрозаводских межморенных отложений с повенецкими, оговариваясь, однако, что ряд форм, доминирующих в Повенце, отсутствует в Петрозаводске или встречается единично, почему говорить о полной однородности сравниваемых флор едва ли возможно (1939, стр. 67).

И. М. Покровская, исследовавшая пыльцу из разреза межморенных осадков г. Петрозаводска, высказала предположение, что определение стратиграфического положения морских слоев неясно; по-видимому, можно предположить, что они аналогичны мгинской интерстадиальной морской толще (1939, стр. 64).

Аналогичное мнение было высказано Б. Ф. Земляковым относительно всех карельских межморенных слоев (петрозаводских, повенецких и Онего-Беломорского водораздела). Он пишет: „Фауна карельских межморенных слоев еще не может служить доказательством синхроничности этих отложений с двинскими (бореальными) межледниковыми слоями Б. Лихарева, скорее она говорит об обратном. То же самое подчеркивают и общие стратиграфические условия залегания карельской межморенной толщи, подстилающейся и венчающейся пластами ленточной глины, что свидетельствует о непродолжительном отходе ледника, едва ли отвечающем межледниковой эпохе" (1939, стр. 23).

Сравнивая пыльцевые диаграммы отложений, вскрытых у устья р. Колешки (Покровская, 1937, табл. 1), и отложений, вскрытых в г. Петрозаводске (Покровская, 1939, стр. 63), можно убедиться, что и в том и в другом разрезе состав пыльцы приблизительно одинаков: и там и здесь доминирует пыльца сосны, значительно процентное содержание пыльцы березы и ели, а в Петрозаводске еще и ольхи и в незначительных количествах встречается пыльца ивы и широколиственных пород. Особенно интересно провести сравнение тех мест важского и петрозаводского разрезов, где И. М. Покровской установлен пыльцевой спектр, характеризующий оптимальные климатиче-

ские условия. В разрезе у устья р. Колешки это верхний слой торфа на глубине около 14,5 *м* в петрозаводском разрезе — верхние горизонты черных глин с морской фауной (глубина 3,60—4,20 *м*).

Таблица 1

Состав пыльцы	Процентное содержание пыльцевых зерен	
	устье р. Колешки (Вага)	Петрозаводск
Сосна	от 7 до 40	от 20 до 65
Береза	от 5 до 60	от 17 до 45
Ель	от 15 до 60	от 3 до 30
Ива	до 8	до 5
Ольха	от 3 до 37	от 10 до 40
Орешник	нет	до 10
Смешанный дубовый лес	до 4	до 2

Как видно из таблицы и из приведенных пыльцевых диаграмм, нет оснований, опираясь на состав пыльцы, утверждать, что во время отложения петрозаводских морских глин климатические условия были прохладнее, чем во время отложения межледниковых осадков на р. Ваге. Скорее наоборот, содержание (до 10%) пыльцы орешника и пыльцы смешанного дубового леса, а также меньшее количество пыльцы ели в петрозаводском разрезе свидетельствует о более благоприятных климатических условиях, и, во всяком случае, лучших, чем современные. Поэтому следует, по-видимому, согласиться с М. А. Лавровой и другими, относящими петрозаводские морские межморенные слои не к межстадиальным, а к межледниковым отложениям. *

Однако эти морские осадки были обнаружены только в одном месте (у устья р. Неглинки), на всей же остальной территории г. Петрозаводска были вскрыты лишь пресноводные отложения. Пытаясь объяснить такое своеобразное залегание морских слоев, И. М. Покровская и В. С. Шешукова (1939) высказали предположение, что участок развития этих слоев представляет собою небольшой „отторженец", занесенный ледником в пресноводную межморенную толщу. К такому же выводу пришел и В. С. Порецкий (1939). По его мнению, морские отложения Петрозаводска являются лишь „глыбой", имеющей весьма ограниченные размеры, случайно занесенной в подморенные отложения Петрозаводска.

Существует и иное мнение о характере этих отложений. Например, Г. И. Горецкий высказывается, что „все же нельзя считать некоренное залегание петрозаводских морских слоев доказанным. Прежде всего, не установлено, что это глыба, ибо со стороны Онежского озера и в самом озере она не оконтурена. Но даже если бы и удалось доказать, что морские осадки залегают в Петрозаводске

* Позднее И. М. Покровская также признала межледниковый характер петрозаводских межморенных отложений, но отнесла их к более молодому межледниковью, имевшему место после 3-го оледенения (И. М. Покровская и В. В. Шарков. „Геологическая история Карелии в четвертичный период").

в виде пятна, это еще не означало бы, что они представляют собою глыбу, так как в виде пятен залегают здесь и межледниковые ленточные глины, во многих местах уничтоженные ледником и последующей эрозией" (Горецкий, 1949, стр. 115).

Едва ли можно согласиться с тем, что межморенные отложения г. Петрозаводска являются отторженцем, занесенным ледником, так как весьма сомнительно, чтобы этот отторженец мог быть перенесен ледником в ненарушенном состоянии. Учитывая весьма малую устойчивость глин, вероятнее предположить если не полное их разрушение при переносе, то хотя бы нарушение порядка напластования или деформацию толщи; однако И. М. Покровская (1939, стр. 64) отмечает, что „морские горизонты лежат ненарушенно, они только передвинуты из одного района в другой". Если и согласиться с И. М. Покровской, то необходимо учесть, что перенос был, по-видимому, очень незначителен (поскольку отложения не подверглись разрушению), а следовательно, где-то поблизости залегают или залегали такие же морские межморенные отложения in situ. В таком случае вопрос о характере залегания петрозаводских морских межморенных слоев представляет интерес лишь в смысле возможности переноса таких легко разрушающихся пород, как глины, стратиграфическое же положение их может рассматриваться как стратиграфическое положение межморенной толщи, существовавшей, а возможно, и существующей в других местах окрестностей западного побережья Онежского озера.

На основании изложенного материала нельзя сделать определенных выводов о стратиграфическом положении петрозаводских межморенных глин. Ясны два положения: 1) глины являются морскими осадками (морская фауна и диатомовая флора) и 2) глины межледниковые (поскольку климатические условия во время их отложения были аналогичны современным или даже несколько более благоприятны).

Чтобы закончить рассмотрение петрозаводских межледниковых слоев, необходимо остановиться на пресноводных межморенных осадках, вскрытых рядом буровых скважин в районе самого города. Пресноводная межморенная толща окрестностей г. Петрозаводска хорошо освещена в отчете А. Н. Абросимова и Т. П. Знаменовской (1941), которыми, кроме собственных материалов, полученных в результате глубокого бурения в нижнем течении р. Лососинки, использованы также материалы геологов С. М. Мазаева и Г. П. Шейко, собравших все данные по бурению на территории города за многие годы.

Разрез межморенных отложений А. Н. Абросимов и Т. П. Знаменовская рисуют в следующем виде: на нижней морене залегают коричневые ленточные глины, очень сухие, твердые, плотные, с ясной сезонной слоистостью, мощностью до 3—6 *м* (содержание частиц меньше 0,01 *мм* достигает в них 99,23%). Эти глины вскрыты лишь несколькими скважинами и залегают в наиболее глубоких понижениях рельефа кристаллических пород.

Выше коричневых глин располагается зеленовато-серая, местами слоистая, пластичная и очень тонкая по составу глина, мощностью от 1 до 6 *м*. В районе г. Петрозаводска она образует непрерывную залежь. Толща глин покрывается пылеватыми, мелко- и среднезернистыми песками, часто переходящими в супеси с редким гравием и галькой, иногда — с прослоями глины. Мощность песков от 1,5 до 10,3 *м*. На песках снова залегают глины ленточного строения, плотные, серого, реже — бурого цвета, переходящие в слоистые

и неслоистые серые пылеватые суглинки. Мощность верхнего слоя ленточных осадков — до 3 *м*. Вся межморенная толща перекрывается верхней мореной. Фауны в межморенных отложениях не было найдено. Диатомовые водоросли обнаружены, главным образом, в зеленых глинах и характеризуются только пресноводными формами (преобладают Melosira islandica subsp. helvetica, Stephanodiscus astraea), поэтому весь горизонт отнесен к пресноводным осадкам.

В районе северного берега Онежского озера морские межморенные отложения впервые были описаны Н. Н. Соколовым, по буровой скважине у пос. Пиндуши (в более поздних работах эти осадки всюду называются „повенецкими"). Здесь они представлены песками и глинами с фауной моллюсков и богатой морской диатомовой флорой. Фауна моллюсков, определенная М. А. Лавровой, представлена следующими видами: Astarte crenata var. crebicostata, Panopea norvegica, Astarte elliptica, Tellina calcarea и др. Первые два вида в настоящее время в Белом море не обитают. Отсутствуют они также и в позднe- и послеледниковых отложениях этого бассейна.

Диатомовая флора повенецких межморенных осадков, по данным В. С. Шешуковой (Диатомовый анализ, т. 1, 1949), содержит 72% морских и 28% пресноводных видов. В отношении количественного развития также преобладают морские формы: Melosira sulcata f. radiata, Thalassionema nitzschioides и др. Сравнивая морскую диатомовую флору Повенца с диатомовой флорой Петрозаводска, В. С. Шешукова отмечает их большое сходство. Из числа найденных в Петрозаводске форм 65% обнаружено и в Повенце. Большинство морских форм имеет широкое географическое распространение, но встречаются виды, характерные для холодных северных морей: Grammatorhora arcuata, Synedra kamtschatica и др. По мнению В. С. Шешуковой (1939, стр. 159), диатомовый анализ межморенных отложений г. Повенца указывает „на отложение их в неритической или литоральной зоне умеренно холодного моря с заметными следами опреснения".

По И. М. Покровской (1947), в некоторых местах повенецкой межморенной толщи можно наблюдать смену одного пыльцевого комплекса другим. Лиственные породы (береза, ольха, орешник) уступают свое доминирующее положение хвойным (ель, сосна).

В работе „Карельское межледниковое море" Г. И. Горецкий приводит материалы Г. А. Благовещенского по пыльцевым исследованиям межморенных отложений у Повенца и сравнивает их с данными по р. Ваге: „Благоприятные климатические условия получили отражение в пыльцевых спектрах Повенца, относимых Благовещенским к фазе широколиственных лесов. В составе пыльцы ель — 12% (на Ваге 25%), широколиственные породы — 7% (на Ваге 4%), ольха — 48% (на Ваге 36%), орешник — 38% (на Ваге отсутствует), береза — до 20—30%" (1949, стр. 119). Исходя из такого пыльцевого спектра, Г. А. Благовещенский и Г. И. Горецкий делают вывод, что климат Повенца в эпоху морского межледниковья был несколько теплее, чем на Ваге.

К аналогичному выводу мы пришли, рассматривая данные пыльцевого анализа петрозаводских межледниковых слоев.

Таким образом, характер диатомовой флоры и пыльцевых спектров позволяют сопоставить петрозаводские и повенецкие межморенные отложения и отнести и те и другие к межледниковым.

Морские межморенные отложения Онего-Беломорского водораздела были исследованы разрезами по трассе Беломорско-Балтийского канала. Материалы этих исследований были собраны и систематизированы Г. И. Горецким (1949). Первичное залегание межледниковых

осадков с морской фауной было обнаружено в Шавани и Маткожне, где они представлены грубой глиной, серого цвета, с редким гравием и галькой, и супесями с прослоями глины. Нижняя морена смыта, и осадки с морской фауной залегают прямо на скальных породах. В фауне преобладают представители сублиторали и содержатся теплолюбивые формы, как Littorina sp., Anomia squamula, Cyprina islandica, а также Balanus hammeri, указывающий на существование быстрых течений.

Диатомовый анализ этих же отложений, произведенный В. С. Порецким, В. С. Шешуковой, А. П. Жузе и Н. В. Анисимовой, выявил около 85% форм, относящихся к морским и солоноводно-морским: Coscinodiscus Rhotii var. subsala, Hyalodiscus scoticus, Melosira sulcata, M. sulcata var. siberica, Synedra affinis и др. Состав диатомовых показывает, что морской водоем, в котором они были отложены, характеризовался небольшими глубинами, нормальной соленостью и умеренно-холодным температурным режимом (Горецкий, 1949, стр. 112). Из теплолюбивых видов была встречена только одна форма Melosira Sol.

Сходство морской диатомовой флоры Онего-Беломорского водораздела с диатомовыми Петрозаводска и Повенца позволяет сопоставить между собою отложения, заключающие эти формы.

Межморенные отложения были вскрыты также в ряде районов, прилегающих к территории Карелии с юга: на реках Мге и Вытегре и в самой котловине Ладожского озера.

Впервые морские межморенные осадки в районе р. Мги были обнаружены Н. В. Потуловой (1932). Здесь они обнажаются на протяжении около 2 *км*, выше и ниже впадения в р. Мгу р. Войтоловки. Подстилающий их слой в разрезах не обнаружен, а перекрываются они мореной. Характеризуя обнажения межморенных слоев, Н. В. Потулова (1932, стр. 17) пишет: „По характеру залегания межледниковых отложений р. Мги можно судить о том, что до отложения покрывающей их морены они были в значительной степени эродированы, вследствие чего с мореной соприкасаются различные их горизонты" и далее: „Агентом смятия и эрозии мог быть ледник, отложивший покрывающую их морену" (стр. 23). Поскольку нижняя часть верхней морены принимает участие в складчатости, Потулова делает вывод о том, что смятие подморенных песков происходило одновременно с отложением морены. Интересен вывод на стр. 24: „Присутствие в переходном горизонте (от морены к подморенным отложениям — *Г. Б.*) прослоев, литологически близких к морене, может быть объяснено близостью ледника к тому морю, в котором отлагалась ольдиевая глина, и вероятным его продвижением, вследствие чего материал морены мог быть отлагаем из плавающих и тающих льдин".*

Диатомовый анализ образцов Н. В. Потуловой, произведенный В. Н. Анисимовой, обнаружил комплекс морских форм, в котором совершенно отсутствуют теплолюбивые виды.

При сопоставлении систематического списка морской диатомовой флоры мгинских отложений с морскими осадками Повенца и Петрозаводска бросается в глаза их значительное сходство: более 50% форм, обнаруженных в Петрозаводске, встречены также в Повенце и на Мге.

Фауна, встреченная в мгинских слоях, также не содержит тех теплолюбивых форм, которые были обнаружены в отложениях Северной Двины и Ваги.

* Неясно, что Н. В. Потулова подразумевает под „ольдиевой" глиной — межморенные отложения, относимые другими авторами к межледниковым, или же осадки позднеледникового Ольдиевого моря"? *(Г. Б.)*

По определению М. А. Лавровой (1939, стр. 60) фауна, представленная, в основном, арктическими, бореальными и арктическо-бореальными формами: Yoldia arctica, Mytilus edulis, Yoldia arctica var. siliqua, Y. arctica var. aestuariorum, Cardium ciliatum, C. edule, Tellina calcarea и др., свидетельствует об умеренном характере климатических условий во время отложения этих осадков. Умеренность климата подчеркивается также сильной битуминозностью морских отложений р. Мги и находкой в них древесных остатков (сосны, ольхи и др.). Несмотря на такой вывод, М. А. Лаврова все же считает возможным сопоставить и межморенные отложения Мги (как и Петрозаводска) с эльбинскими и датскими межледниковыми отложениями, т. е. отнести их к последнему (рисс-вюрмскому) межледниковому периоду.

За межледниковый возраст мгинской межморенной толщи высказываются также В. Занс (1936), Г. И. Горецкий (1949), Е. А. Черемисинова (1952), Е. А. Ансберг и О. М. Знаменская (1941) и др.

В 1952 г. О. М. Знаменской в районе обнажения межморенных отложений на р. Мге были заложены две буровых скважины (Е. А. Ансберг и О. М. Знаменская, 1941) и построен профиль четвертичных отложений. Скважина № 3, заданная на пойменной террасе р. Мги, вскрыла межморенные глины, подстилающие их ленточноподобные и ленточные глины, нижнюю морену и была остановлена в кембрийских глинах. Скважина № 4 была задана на поверхности коренного берега р. Мги. Этой скважиной была вскрыта верхняя морена и флювиогляциальные пески и межморенная толща. До нижней морены скважина не дошла. Отсутствие верхней морены в скважине № 3 можно объяснить последующим размывом ее и выносом водами р. Мги. По-видимому, слой верхней морены был здесь сравнительно тонок; это подтверждается также отсутствием морены в некоторых местах в районе обнажения межморенных отложений у р. Войтоловки, отмеченного Потуловой.

Диатомовый анализ отложений, вскрытых указанными скважинами, по данным Е. Н. Черемисиновой, обнаружил присутствие морской диатомовой флоры, последовательно отражающей историю формирования отложений после отступления ледника: заселение диатомовыми приледникового бассейна, последующую трансгрессию и регрессию моря.

Палинологические исследования мгинской межморенной толщи были произведены еще в 1936 г. И. М. Покровской. Ею было выделено три фазы развития растительности — две холодных и между ними — одна теплая. В образцах средней части толщи было обнаружено максимальное количество пыльцы ольхи и березы и единичные зерна пыльцы широколиственных пород. Однако И. М. Покровская указывает, что этот „климатический оптимум" нельзя сопоставить с периодами улучшения климата, охарактеризованными в межморенных отложениях максимумами смешанного дубового леса, граба и других теплолюбивых пород. Поэтому мгинскую межморенную толщу И. М. Покровская относит к межстадиальным отложениям.*

Палеонтологическая характеристика мгинской межморенной толщи показывает сходство ее с карельской толщей, а пыльцевой спектр показывает, что на берегах бассейна, в котором происходило отложение мгинских слоев, росли лиственные леса с незначительной примесью широколиственных пород: дуба, вяза, липы (Покровская, 1936, стр. 28). Следовательно, обоснованно можно относить мгинские слои к межледниковым отложениям.

* В 1950 г. И. М. Покровская изменила свое мнение и отнесла эти отложения к межледниковым.

Межморенные отложения района нижнего течения р. Вытегры были исследованы В. П. Бархатовой (1941), в работе которой приводится следующий разрез четвертичной толщи этого района, установленный на основании буровых данных:

1) песок, мелкозернистый, желтого цвета;
2) суглинок, валунный, бурого цвета;
3) песок, крупнозернистый, желтого цвета;
4) суглинок, валунный, бурого цвета;
5) песок, мелкозернистый, бурого цвета;
6) глина ленточная, коричневого цвета;
7) суглинок, валунный, темно-серого цвета;
8) известняк.

7-й горизонт, залегающий непосредственно на коренных породах, Бархатова относит к нижней морене, 6-й и 5-й — к озерно-ледниковым отложениям, 2-й и 4-й — к верхней морене, считая 3-й горизонт линзой флювиогляциального песка, заключенного в слое верхней морены.

Межморенная толща, представленная ленточными глинами и мелкозернистым песком, имеет максимальную мощность в 12—15 *м*. Из органических остатков в ней были найдены только редкие и сильно разложившиеся части растений, не поддающиеся определению. Характер залегания толщи и отсутствие в ней фауны приводит Бархатову к выводу об озерном и озерно-ледниковом происхождении этих отложений, не имеющих ничего общего с двинскими морскими слоями.

Новые данные по вытегорским межморенным слоям содержатся в работе Е. Н. Черемисиновой (1952), где указано, что двумя буровыми скважинами здесь были вскрыты и морские межморенные отложения, содержащие следующие виды диатомовых: Coscinodiscus perforatus, C. oculis iridis, C. plicatus, C. asteromphalus, Thalassionema gravida, покоящиеся споры Chaetoceros affinis и др. В морской флоре преобладают аркто-бореальные виды того же состава, что и на р. Мге. Теплолюбивых видов, известных из отложений эмской трансгрессии Европы и бореальных отложений севера Советского Союза, не найдено.

На основании результатов пыльцевого и диатомового анализов вытегорских слоев Е. Н. Черемисинова выделяет 5 фаз развития растительности, которые могут быть сокращены до 3 главных: умеренную или прохладную, более теплую и снова — умеренную.

Состав диатомовой флоры и характер развития растительности позволяют сопоставить вытегорские слои с мгинскими и карельскими.

Новые материалы

В послевоенные годы на территории Карелии были сделаны новые находки межморенных отложений, чему, главным образом, способствовало глубокое бурение, поставленное здесь производственными организациями: СЗГУ и Ленгидэпом. Большая часть скважин вскрыла всю толщу четвертичных отложений, до подстилающих кристаллических пород, однако основная часть буровых материалов позволяет дать только литологическую характеристику и судить о мощности межморенной толщи, и лишь в единичных случаях вскрытые межморенные отложения были охарактеризованы палеонтологически.

К числу последних относятся межморенные отложения нижнего течения р. Онды, исследованные Е. С. Соколовой (Соколова, 1951). Здесь они приурочены к депрессиям доледникового рельефа и залегают или прямо на кристаллических породах, или на нижней морене; перекрываются верхней мореной. Мощность морских межморенных отложений, по данным бурения, изменяется от 2,0 до 13,7 *м*, абсолютная отметка поверхности этих отложений достигает 56—76 *м*.

Разрез межморенных отложений показывает троекратную смену литологического состава: нижние горизонты представлены крупнозернистыми гравийно-галечными песками, изобилующими остатками раковин моллюсков и обломками ракообразных. Выше они сменяются однородными, тонкозернистыми супесями и суглинками, с неясной тонкой слоистостью: суглинистые прослои чередуются с тонкопесчаными. Еще выше в отложениях увеличивается количество гравия и гальки.

Среди фауны, встреченной в межморенных отложениях, М. А. Лавровой определены, с глубины 10,34 *м*: Littorina obtusata, Purpura (Polytropa) lapillus, Mytilus edulis, Astarte borealis, A. montagni, A. compressa, Saxicava arctica; с глубины 11,1 *м* — Mytilus edulis, Astarte elliptica, Tellina (Macoma) calcarea, Saxicava arctica.

По заключению М. А. Лавровой, отложения, включающие раковины морских моллюсков, относятся ко времени межледниковой бореальной трансгрессии. Руководящим видом для датировки отложений является Purpura lapillus, известный из межледниковых морских отложений района Северной Двины и не обитающий в настоящее время в Белом море. Отложения, охарактеризованные этой фауной, относятся преимущественно к нижним горизонтам бореальной трансгрессии.

Межморенные осадки р. Онды представлены глинами с прослоями песков, песками, супесями и суглинками, общей мощностью от 3 до 10 *м*; мощность перекрывающей их морены 3—9 *м*. Пыльцевой анализ этих осадков, произведенный М. А. Седовой (микропалеоботаническая лаборатория ВСЕГЕИ), выявил пыльцевой спектр, позволяющий разделить всю толщу на два горизонта: нижний, в спорово-пыльцевом комплексе которого встречаются единичные пыльцевые зерна орешника и ивы и большое количество спор папоротников, характеризуется несколько более теплыми и влажными климатическими условиями по сравнению с вышележащим, в котором полностью отсутствует пыльца широколиственных пород и уменьшается процентное содержание спор папоротников. По-видимому, климат во время отложения вышеуказанных межморенных осадков был аналогичен современному, а возможно и несколько теплее (если принимать во внимание единичные пыльцевые зерна орешника), и, следовательно, пыльцевым анализом также подтверждается их межледниковый характер.

В 1952—1954 гг. нами были исследованы глины восточного побережья Ладожского озера (нижнее течение р. Видлицы), относимые предыдущими исследователями (Земляков, Покровская и Шешукова, 1941) к позднеледниковым. Несколькими шурфами и скважинами ручного бурения была пройдена вся толща глин от перекрывающих их песков и супесей до подстилающей морены. Глины слагают сравнительно небольшую площадь в районе д. Тюккулы; верхней морены нигде обнаружено не было. Условия залегания, характер смены литологического состава (от глин, через суглинки, к супесям и местами — пескам) и отсутствие верхней морены свидетельствуют скорее в пользу позднеледникового возраста этих отложений, но данные диатомового анализа показывают значительное их сходство с другими карельскими и мгинскими межморенными осадками.

За исключением горизонта валунного суглинка, который в отношении диатомовых и пыльцы оказался немым, весь остальной разрез характеризуется преобладанием морских видов диатомовых, которые составляют 72% от общего числа, что свидетельствует о высокой концентрации солености бассейна.* Основной комплекс форм представлен следующими видами: Melosira sulcata, Hyalodiscus scoticus, Coscinodiscus excentricus, C. radiatus, Actinoptychus undulatus, Rhabdonema arcuatum, Grammatophora oceanica и целый ряд других (Бискэ и Лак, 1955) и аналогичен комплексам морских диатомовых межморенных отложений Петрозаводска, Повенца, Онего-Беломорского водораздела и р. Мги.

Другой особенностью обнаруженной диатомовой флоры является ее холодолюбивый характер. Довольно значительное количество видов можно отнести к числу арктических элементов: Grammatophora arcuata, Gr. oceanica, Rhabdonema minutum, Coscinodiscus subtilis и др., что свидетельствует о весьма умеренных климатических условиях, существовавших здесь во время отложения этих осадков. Бореальные и умеренно-атлантические теплолюбивые формы, приведенные В. С. Порецким для межледниковых отложений р. Ваги, отсутствуют полностью. Такое значительное сходство состава диатомовых из глин, вскрытых в районе р. Видлицы, с диатомовыми межморенных отложений Карелии и Мги позволяет сопоставить эти осадки между собою и считать их отложениями одного бассейна.

Пыльцевой анализ видлицких глин показал, что пыльцой охарактеризована только нижняя часть толщи с глубины от 7 до 10 *м*. Выше 7 *м*, встречаются лишь единичные пыльцевые зерна преимущественно березы, сосны и ольхи и широколиственных пород (орешника и дуба). Характерно, что во всем разрезе (кроме морены) наблюдается пыльца широколиственных пород, количество которой ниже 7 *м* достигает 2—3%. На основании полученного пыльцевого спектра трудно выделить фазы развития растительности, однако можно сказать, что распределение древесных пород во время отложения различных горизонтов глин было неодинаковым, а климатические условия такие же, как и современные, а возможно и несколько теплее. Таким образом, и пыльцевой анализ скорее свидетельствует о межледниковом положении указанных осадков, так как климат позднеледникового времени безусловно был менее благоприятен, чем современный.

В восточных районах Карелии межморенные отложения были вскрыты буровыми скважинами СЗГУ (у д. Заозерье, на левом берегу р. Колоды и у Сюзикозера) и Ленгидэпа — в нижнем течении реки Водлы. Скважины СЗГУ прошли всю толщу четвертичных отложений и были остановлены в коренных породах.

Наиболее полный разрез четвертичной толщи был получен на левом берегу р. Колоды у д. Кукасовой (Пудожский район). Здесь скважина прошла 16 *м* позднe- и послеледниковых отложений, 18 *м* верхней морены, 18 *м* межморенных песков и глин, 62-метровую толщу нижней морены и была остановлена в девонских глинах. Диатомовому анализу осадки, вскрытые этой скважиной, не подвергались, был проделан лишь пыльцевой анализ отложений, залегающих на нижней морене, и верхних горизонтов последней. В межморенных отло-

* Межморенные осадки Петрозаводска и Повенца также содержат до 72—76% морских видов диатомовых.

жениях было обнаружено незначительное содержание пыльцы березы, ольхи, сосны и ели и единичные зерна пыльцы широколиственных пород: дуба и лещины.

Такая слабая палеонтологическая характеристика межморенных осадков р. Колоды не позволяет установить их генезис и возраст, но значительная мощность этих отложений свидетельствует о том, что осаждение их потребовало весьма большого промежутка времени, что скорее соответствует представлению о межледниковом, нежели о межстадиальном их характере.

Близ д. Заозерье были вскрыты подморенные отложения, охарактеризованные пыльцой. Они залегают под верхней мореной мощностью до 30 *м* и подстилаются непосредственно осадочными породами палеозоя. Подморенные отложения представлены песком, супесью и глиной. Глина имеет шоколадно-коричневый цвет, местами ленточное строение: глинистые прослои перемежаются с песчаными. Общая мощность подморенных осадков около 20 *м*. Пыльцевым анализом была охарактеризована нижняя часть разреза (от глубины 35,70 *м* до глубины 47,60 *м*). Пыльцевая диаграмма показывает приблизительно равный ход кривых березы и сосны, постепенное уменьшение (с глубиной) пыльцы ели, наличие единичных зерен пыльцы широколиственных пород в верхней части горизонта и полное отсутствие их в нижней. Кривая ольхи повторяет кривую березы (отличаясь только меньшим процентным содержанием пыльцевых зерен). Вся диаграмма в целом свидетельствует о господстве умеренного климата в период отложения осадков, охарактеризованных пыльцой, аналогичного современному.

В 1953—1954 гг. работами Ленгидэпа в нижнем и среднем течении р. Водлы и в верхнем течении р. Онеги были обнаружены межледниковые отложения, как пресноводные, так и морские. В обработке материалов по четвертичным отложениям этих районов принял участие один из авторов настоящей статьи.* Благодаря огромному количеству глубоких буровых скважин, почти всегда заканчивавшихся в коренных породах, был получен полный разрез четвертичной толщи и вскрыты все генетические ее разновидности.

В среднем течении р. Водлы межледниковые отложения залегают в депрессиях поверхности кристаллических пород на нижней морене, реже — на коренных породах, перекрыты верхней мореной и более молодыми позднe- и послеледниковыми осадками.

По генезису межледниковые отложения подразделяются на морские и пресноводные. Пресноводные отложения представлены плотными, жирными, шоколадно-коричневыми глинами, местами переходящими в суглинки. В ряде разрезов глины и суглинки выше сменяются мелко- и разнозернистыми галечными песками, представляющими собою мелководные фации того водоема, в котором отлагались глины. Общая мощность пресноводных межледниковых осадков достигает 25 *м*.

Диатомовый анализ глин показал содержание пресноводного комплекса диатомовых, характерного для мелководных озерных водоемов эвтрофно-олиготрофного типа с невысокой температурой.** Наличие в некоторых горизонтах глин большого количества зеленых мхов и зеленой водоросли Pediastrum также указывает, что водоем,

* Г. С. Бискэ написана глава о четвертичных отложениях бассейнов рек Водлы, Вамы и Онеги.

** Диатомовый анализ произведен диатомологом Ленгидэпа И. А. Купцовой.

в котором происходило отложение глин, был пресноводный, мелкий, зарастающий, с чистой водой.

Пыльцевой спектр, обнаруженный в глинах, характеризуется содержанием большого количества пыльцы древесных пород, среди которых преобладают береза и ольха, постоянным присутствием лещины (1,8—4,7%), значительным количеством пыльцы полыни и элементов смешанного дубового леса. Такой состав растительности свидетельствует о климате более теплом, чем современный, для данного района и, по заключению Е. С. Короткевич (производившей анализ), отражает фазу смешанных лесов с примесью широколиственных пород, характерную для оптимума межледниковья северных районов.

Таким образом, данные пыльцевого и диатомового анализа и литологический состав отложений свидетельствуют о том, что глины были отложены в межледниковое время в пресном, неглубоком водоеме, испытавшем постепенное обмеление.

Морские межледниковые отложения района среднего течения р. Водлы представлены плотными серыми глинами, залегающими на пресноводных шоколадно-коричневых глинах и перекрытыми мелкозернистыми песками и супесями (возможно, также осадками морских вод) или непосредственно верхней мореной.

Диатомовый анализ серых глин выявил хорошо выраженный комплекс морских и солоноводно-морских диатомовых, характерных для неритической и литоральной зон моря, с преобладанием: Hyalodiscus scoticus, Grammatophora oceanica, Coscinodiscus lacuctris var. septentrionalis, Actinocyclus Ehrenbergii var. crassa, Thalassiosira gravida (споры). Все указанные виды встречаются с высокими количественными оценками. В целом морские виды диатомовых составляют 72%, а солоноводно-морские — 28% от общего числа.

По заключению И. А. Купцовой, состав диатомовой флоры, обнаруженной в морских глинах, по систематическому списку, очень близок к комплексу диатомовых из межледниковых отложений р. Мги, Повенца, Петрозаводска и Онего-Беломорского водораздела.

Небезынтересен факт установления межледниковых отложений в верхнем течении р. Онеги в районе впадения в нее р. Кены. Здесь они залегают непосредственно на коренных породах и перекрываются довольно мощной толщей верхней морены. Низы толщи межледниковых отложений представлены комплексом часто перемежающихся глин, суглинков, супесей и мелкозернистых песков зеленовато-серого цвета с растительными остатками. Мощность глинистых слоев достигает иногда 9—11 *м*, а одной из скважин вскрыта 28-метровая толща глин, в нижней части которых наблюдаются гнезда и линзы серого мелкозернистого песка с редким гравием и галькой.

Такое строение нижней части толщи межледниковых отложений свидетельствует о том, что составляющие ее осадки были отложены в довольно крупном, но не очень глубоком водоеме, режим которого зависел от полноводности и силы переноса впадавших в него потоков.

Диатомовый анализ образцов глин выявил хорошо выраженный пресноводный комплекс диатомовых, в котором преобладает Melosira islandica O. M., встречающаяся с количественной оценкой „очень часто". Среди остальных видов наиболее часто встречаются: Stephanodiscus astraea, Opephora Martyi, Tetracyclus lacustris и T. emarginatus. И. А. Купцова (производившая анализ) считает указанный комплекс характерным для озерного водоема межледникового времени.

Межледниковый характер водоема подтверждается данными пыльцевого анализа, которым был обнаружен следующий пыльцевой

спектр: преобладает пыльца березы (72,1—19,0%), пыльцы ели до 39%, сосны — 10,7—57,0%, встречается пыльца широколиственных пород (до 3,8%) и до 15,7% лещины. По заключению Е. С. Короткевич, такой пыльцевой спектр характеризует фазу сосново-березовых лесов с примесью ели и дубравных элементов, и отложения, в которых он был обнаружен, относятся к концу межледниковой эпохи.

Таблица 2

№ п/п	Местонахождение межморенных слоев	Литологический состав	Мощность в *м*	Мощность перекрыв. морены в *м*	Чем подстилаются	Кем вскрыты
1	оз. Важозеро, Пряжинский р-н	супеси и пески	21	29	мореной	А. М. Шаганова, 1951
2	Вагозеро, Пряжинский р-н	суглинки	8	81	"	"
3	д. Каркку, Сортавальский р-н	глины	18	15	"	"
4	г. Олонец	глины и пески	9	21	глинами и песками	А. М. Шаганова, 1951
5	д. Инема, Олонецкий р-н	глины	13	17	песчаниками	А. М. Виленский, 1949—1950
6	с. Пряжа, Пряжинский р-н	суглинки и пески	19	19	мореной	"
7	оз. Сюзикозеро, Пудожский р-н	пески	6	24	неизвестно	А. Г. Кондайн, 1952
8	р. Кемь, ниже озера Н. Куйто	пески крупнозерн.	7	12	"	Б. Ф. Лагодовский, 1932

Верхние горизонты межледниковой толщи р. Онеги представлены более грубозернистыми осадками, среди которых преобладают мелко- и разнозернистые пески с гравием, галькой и редкими валунами и галечники. Реже встречаются пылеватые слоистые глины с тонкими прослоями и линзами тонкозернистого песка. Распределение отдельных слоев чрезвычайно неравномерное и в порядке их напластования нельзя подметить какой-либо закономерности; однако характер залегания верхнего комплекса на нижнем позволяет предположить некоторый размыв нижнего комплекса, имевший место до отложения на него верхнего.

Диатомовый анализ образцов отложений верхнего комплекса показал содержание единичных форм пресноводных диатомовых, таких, как Melosira islandica, M. italica. Пыльцевой спектр, обнаруженный в отложениях верхнего комплекса, совершенно аналогичен пыльцевому спектру нижнего комплекса, что бесспорно свидетельствует о межледниковом характере отложений, а литологический состав осадков и данные диатомового анализа говорят о том, что в отложении осадков большое участие принимали водные потоки. Встречаемость только единичных форм диатомовых исключает возможность установить, в каком бассейне (морском или пресноводном) была отложена верхняя толща межледниковых осадков; однако тот факт, что эти единичные диатомовые представлены пресноводными видами, свидетельствует скорее о пресноводном характере водоема.

Межморенные осадки, не охарактеризованные палеонтологически, были вскрыты рядом буровых скважин в других районах южной части территории Карелии. Всюду они перекрываются верхней мореной мощностью до 30 *м* и залегают или на нижней морене, или непосредственно на более древних коренных породах. Поскольку данные об этих осадках весьма скудны (известны только их литологический состав и мощность), целесообразно объединить их в виде таблицы (см. стр. 115).

Общий характер залегания этих подморенных отложений, наличие на них слоя верхней морены позволяет сопоставить их между собою и с другими карельскими межморенными отложениями.

Таким образом, в настоящее время можно считать достоверным наличие на территории Карелии слоя межморенных осадков, вскрытых глубокими скважинами в различных районах и представленных как морскими, так и пресноводными отложениями. Литологический состав межморенных отложений довольно разнообразен: глины, суглинки, супеси, пески, иногда с содержанием гравия и гальки. Верхние и нижние слои разреза пресноводных осадков нередко характеризуются ленточным строением, а весь разрез — частой сменой литологического состава пород. По-видимому, бассейны, в которых отлагались данные осадки, отличались весьма непостоянным режимом. Характерно, что большинство находок межморенных отложений сделано близ современных крупных водных бассейнов, где рельеф подстилающих пород очень неровный и часто образует значительные понижения, благоприятствовавшие скоплению и сохранению осадков.

Мощность межморенных отложений колеблется от 2 до 21 *м*, преобладающая мощность 18—20 *м*. За исключением района р. Видлицы и некоторых участков в районе г. Петрозаводска межморенные отложения покрыты слоем ледниковых осадков.

Стратиграфическое положение межморенных отложений

Палеонтологическая характеристика позволяет сопоставить все карельские межморенные отложения между собою, т. е. считать их синхронными, а в отношении морских отложений даже больше — осадками одного бассейна. За это свидетельствует однородный состав диатомовых, сходство фауны и примерно одинаковый пыльцевой спектр межморенной толщи Повенца, Петрозаводска, Видлицы, Онды и Водлы. Изучение разрезов показывает, что залегают межморенные осадки (во всех пунктах, где они были исследованы) или на морене, или прямо на более древних породах дочетвертичного возраста, а перекрываются только одной мореной.

Межморенные отложения рек Мги и Вытегры сходны с карельскими как по характеру палеонтологических остатков (фауны, диатомовых и пыльцы), так и по литологическому составу и положению их в разрезе четвертичной толщи. Естественно, что многими исследователями они сопоставлялись между собою, и по вопросу о синхронности мгинских, карельских и даже несколько более южных — саблинских слоев нет разногласий (И. М. Покровская и В. В. Шарков, 1947, 1951). Однако всеми исследователями отмечалось различие между перечисленными отложениями и межморенными осадками Северной Двины и Ваги, заключающееся, главным образом, в более теплолюбивом характере фауны и диатомовой флоры последних. О том, что северодвинские межморенные слои отлагались в условиях более благоприятного климата, чем современный, свидетельствуют также и новые данные, полученные Э. И. Девятовой (устное сообще-

ние), установившей наличие в межморенных осадках нижнего течения р. Онеги пыльцу граба.

Исходя из такого отличия карельских и мгинских межморенных осадков от северодвинских, многие исследователи были склонны относить первые из них не к межледниковым, а к межстадиальным образованиям; однако по мере накопления данных, в связи с новыми исследованиями, все больше голосов звучало за межледниковый характер карельских межморенных слоев. В самом деле, палеонтологические остатки, сохранившиеся в этих отложениях, свидетельствуют о том, что во время существования бассейнов, в которых отложились рассматриваемые осадки, климат был если не теплее, то, по крайней мере, аналогичен современному (к такому выводу можно прийти, даже допустив, что встреченные в пыльцевых спектрах межморенных слоев единичные зерна пыльцы широколиственных пород являются результатом случайного заноса), а следовательно, согласно К. К. Маркову (1955), указанные отложения следует считать межледниковыми.

Г. И. Горецкий (1949), обобщивший все материалы по морским межледниковым отложениям Карелии, имевшиеся на 1949 г., пришел к выводу, что в последнюю межледниковую эпоху (днепровско-валдайскую, по К. К. Маркову, и рисс-вюрмскую, по альпийской терминологии) на территории Карелии существовал обширный морской бассейн, занимавший Ладожскую и Онежскую котловины, южную часть Белого моря и водоразделы между ними — Карельское межледниковое море.

В бассейне Карельского межледникового моря Г. И. Горецкий выделяет мелководья, склоны котловин и проливы и котловины. К области мелководья относится территория Онежско-Беломорского водораздела. Здесь в ряде пунктов были найдены морские межледниковые отложения в первоначальном залегании, содержащие межледниковую фауну, относящуюся преимущественно к сублиторальной зоне. В составе фауны большое количественное значение имеют такие типично эвритермные формы, как Saxicava arctica, Mya truncata, Astarte borealis, A. compressa и др., а также представители бореальных видов Littorina littorea, L. palliata, Purpura lapillus и бореально-субарктических Balanus hammeri, Neptunea sp.

Высота залегания этих осадков 96—101 *м* над уровнем моря. При глубине морского бассейна в 30—40 *м* высший уровень карельской межледниковой трансгрессии определится отметкой в 120—140 *м*. Контуры моря, определенные этой отметкой, Г. И. Горецкий уточняет на основании высот вторичного залегания морской межледниковой фауны, в морене и в отложениях, слагающих озы. Так, фауну, обнаруженную во флювиогляциальных отложениях рек Кумсы и Остёр, относимую рядом исследователей к позднеледниковой, он считает переотложенной межледниковой. То же в отношении фауны на южном берегу Сегозера, обнаруженной М. А. Лавровой.*

„Находки морской межледниковой фауны во флювиогляциальных образованиях,— пишет Г. И. Горецкий,— имеют большое значение для восстановления границ Карельского моря, особенно на водораздельном мелководье, где вследствие маломощности морских отложений они легко уничтожались наступавшим ледником и сохранились лишь в немногих местах" (1949, стр. 108).

* Позднее М. А. Лаврова (1952) также отнесла фауну, обнаруженную ею у Сегозера, к межледниковой.

На основании анализа всего материала, собранного на территории в границах распространения Карельского межледникового моря, Г. И. Горецкий делает следующие выводы:

1. Карельское море было холоднее Двинского (занимавшего северную часть Беломорской котловины), но теплее современного Белого моря.

2. Карельское море существовало в течение значительного промежутка времени, так как в нем успела развиться довольно богатая диатомовая флора.

3. „Природа страны, прилегающей к Карельскому морю, весь ее географический режим подверглись столь коренным изменениям, что эпоху существования Карельского моря обоснованно следует называть межледниковой" (Горецкий, 1949, стр. 131).

И. М. Покровская (1947), анализируя пыльцевые спектры межморенных толщ северо-запада Союза ССР и соседних стран, пришла к выводу, что мгинские и карельские межморенные слои являются межледниковыми, так как встреченные в них палеонтологические остатки содержат комплексы, показывающие, что климатические условия времени отложения этих слоев были аналогичны современным. Карельские межморенные слои характеризуются законченным пыльцевым спектром, который имеет общие черты с пыльцевым спектром шерумхедских слоев, исследованных в Дании и Голландии, где они располагаются выше морских межледниковых отложений Эмской трансгрессии и характеризуются более холодолюбивой фауной с преобладанием: Zirphaea crispata, Mytilus edulis, Cyprina islandica, Bittium reticulatum.

Двинские межморенные слои, по И. М. Покровской (1947), сопоставляются с отложениями эмской трансгрессии, так как и пыльцевой спектр и фауна моллюсков, содержащиеся в этих слоях, аналогичны и характеризуют климатические условия более оптимальные, чем современные.

Таким образом, признавая межледниковый характер и карельских и северодвинских межморенных слоев, И. М. Покровская и В. В. Шарков (1947) не считают их осадками одного бассейна, а помещают карельские слои выше двинских, относя их не к днепровско-валдайской межледниковой эпохе, а к более поздней, имевшей место между третьим (валдайским) оледенением и четвертым, неоплейстоценовым оледенением (по терминологии С. А. Яковлева).

С таким стратиграфическим положением карельских межледниковых отложений можно было бы согласиться, если бы было доказано наличие четвертого неоплейстоценового оледенения. Однако до настоящего времени нет убедительных доказательств его самостоятельности. Комплекс аккумулятивных форм в районе Кенозера, отнесенный некоторыми исследователями к краевым образованиям четвертого оледенения (Апухтин, 1948), скорее всего отмечает одну из стадий последнего (Валдайского, Вюрмского) оледенения.

Рисуя положение границ оледенений в Европейской части СССР, Н. Н. Соколов (1946) предполагает, что на севере граница последнего оледенения проходит западнее озер Воже, Лача и Кубенское и западнее р. Онеги. Положение края ледника отмечается холмисто-озерным ландшафтом с озерами Ундозеро, Кенозеро, Кумозеро и Ковжское, т. е. кенозерские краевые формы отнесены Н. Н. Соколовым к образованиям третьего, а не четвертого оледенения.

Данные В. П. Бархатовой (1941), Н. И. и М. М. Толстихиных (1935) и новые материалы, полученные в результате работ Ленгидэпа

(1953—1954 гг.) показывают, что к востоку и юго-востоку от полосы аккумулятивных форм, тянущихся через Ундозеро, Кенозеро и Кумозеро, местность, в основном, сложена мореной, широкого распространения достигают озерно-ледниковые равнины (из которых наиболее крупной является Мошинская) и довольно часто встречаются свежие водно-ледниковые аккумулятивные формы (озы, камы), слагающие нередко значительные по площади участки или протягивающиеся в виде полос.

В верхнем течении р. Онеги морена залегает прямо на поверхности, лишь местами перекрываясь более молодыми, озерно-ледниковыми или озерными отложениями, подстилается коренными породами (известняками); она представлена пылеватыми коричнево-бурыми и серыми суглинками с гравием, галькой и валунами кристаллических и карбонатных пород. В морене нередко встречаются прослои супеси и песка. Покровных (лёссовидных) супесей и суглинков, отмеченных К. К. Марковым и Н. Н. Соколовым с внешней стороны границы последнего оледенения в центральных районах Русской равнины, здесь не наблюдается. Такой же характер строения четвертичной толщи отмечен и в среднем и нижнем течении р. Онеги, за исключением того участка ее низовья, на котором река разрезает комплекс краевых образований, окружающих Онежскую губу Белого моря.

В районе широтного отрезка р. Онеги, там, где она принимает в себя р. Кену, сотрудниками Ленгидэпа были вскрыты межледниковые отложения, перекрытые мощной толщей той же морены, которая слагает и районы верхнего и нижнего течения р. Онеги. Следовательно, мы имеем все основания утверждать, что морена, покрывающая территорию, разрезаемую р. Онегой, была отложена во время последнего оледенения. Этот вывод подтверждается и характером аккумулятивных форм, описанных Н. И. и М. М. Толстихиными в районе Онего-Двинского междуречья, и В. П. Бархатовой — в верховьях р. Онеги, т. е. в значительном отдалении к юго-востоку от краевых образований озер Ковжское — Кенозеро. Наиболее распространены здесь холмисто-моренный ландшафт, конечные морены, камы и озы. Например, у ст. Няндомы конечные морены представлены узкими, крутобокими грядами, высотой до 15 *м*, длиной 100—150 *м* и шириной 25—50 *м*, сложенными крупнозернистым песком или валунным суглинком с громадным количеством валунов. Здесь же встречаются причудливой формы холмы, разделенные озерами; один из холмов, у д. Липовская, имеет округлую форму и достигает высоты 30—40 *м*. Между ст. Коноша и Лухтонга (60 *км* к востоку от озера Воже) также наблюдаются гряды высотой до 25 *м*, длиной до 0,5 *км* и шириной 100—200 *м*, сложенные преимущественно валунными песками. Комплекс гряд прослеживается на протяжении около 20 *км* (Бархатова, 1941, стр. 93). Холмисто-моренный ландшафт отмечен М. М. и Н. И. Толстихиными и восточнее ст. Лепша (к северо-востоку от Мошинской впадины). Почти повсеместно встречаются типичные озовые гряды и нередки комплексы камов; как те, так и другие достигают нередко крупных размеров.

Таким образом, к востоку от Ковже-Кенозерских краевых образований мы имеем подобные же краевые формы, характер и свежесть очертаний которых не позволяет относить их к образованиям краевой зоны предпоследнего оледенения. Местность между теми и другими краевыми образованиями сложена мореной, очень сходной с верхней мореной Карелии (отличие заключается лишь в большой карбонатности морены р. Онеги и в значительном содержании, наряду с кристаллическими, валунов осадочных пород), покровные суглинки отсутствуют, а на морене местами наблюдаются ленточные глины и супеси — осадки приледниковых бассейнов.

Учитывая характерные особенности границы последнего оледенения, выделенные К. К. Марковым и Н. Н. Соколовым для центральных районов Русской равнины, очевидно, что в северной ее части эта граница должна быть отодвинута на восток от Кенозерских краевых образований и проводить ее следует приблизительно от озера Воже на ст. Няндома и Шожма, т. е. восточнее р. Онеги. Краевая зона последнего оледенения была очень широкой, о чем говорят значительное развитие аккумулятивных форм, а также большая пестрота и сложность ледниковых и водно-ледниковых отложений, вскрытых бурением в глубоких депрессиях коренных пород, т. е. там, где были наиболее благоприятные условия и для отложения, и для сохранения осадков. Край ледника отличался, видимо, большой подвижностью, так как в разрезах (буровые данные Ленгидэпа) слои морены часто перемежаются с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Резко выраженная в рельефе полоса кенозерских аккумулятивных форм отмечает только одну из стадий стационарного положения края последнего ледника, наиболее длительную.

В свете изложенного, в отношении стратиграфического положения межледниковых отложений Карелии наиболее убедительными, по нашему мнению, являются представления М. А. Лавровой (1948), сопоставляющей карельские, мгинские и северодвинские межледниковые слои и считающей их отложениями бореальной трансгрессии, имевшей место в днепровско-валдайскую (рисс-вюрмскую) межледниковую эпоху. М. А. Лаврова указывает, что общий комплекс фауны карельских и северодвинских слоев тот же самый, только в карельских отложениях количество бореальных руководящих видов меньше, чем в районе Северной Двины, и совершенно не встречено лузитанских форм. Соглашаясь с М. А. Лавровой, что это различие можно объяснить сильной денудацией карельских межледниковых слоев во время последнего оледенения, следует добавить: „и изученностью этих отложений", ибо, как указано выше, в большинстве случаев на территории Карелии межледниковые отложения сохранились лишь в депрессиях рельефа кристаллических пород и изучены при помощи глубокого бурения. Кроме того, как это указывалось уже рядом исследователей (Г. И. Горецкий, М. А. Лаврова и др.), морской пролив на Онежско-Беломорском водоразделе был мелководен, существование его было непродолжительно и оба эти фактора препятствовали миграции и развитию фауны. Другой характер имел Онежско-Балтийский морской залив, где наблюдались глубокие впадины Ладожского и Онежского озер. Однако и здесь слабая циркуляция и застойность вод привели к развитию очень однообразной, бедной видами фауны, представленной преимущественно илоядными, зарывающимися формами (Лаврова, 1948, стр. 183). Все эти обстоятельства обусловили сравнительную бедность фауны в межледниковых отложениях Карелии, по сравнению с такими же отложениями Северной Двины.

Несколько более холодолюбивый характер диатомовой флоры и соответствующий состав пыльцевых спектров западных (карельских) слоев М. А. Лаврова, исходя из географических позиций, объясняет различными условиями отложения в области Балтийского щита и в районах, расположенных дальше от него.

Карельские и мгинские слои, по-видимому, были отложены раньше максимума межледниковой трансгрессии, т. е. до климатиче-

ского оптимума, тогда как в межледниковых отложениях Северной Двины зафиксирован и этот момент.

Более ранними исследованиями (Горецкий, 1949; Покровская, 1939) показано, однако, что пыльцевой спектр петрозаводских и повенецких отложений показывает более теплолюбивый состав растительности, чем комплекс пыльцы северодвинских и важских слоев. По-видимому, во время отложения карельских межморенных осадков климат был даже теплее, чем тогда, когда отлагались северодвинские и важские слои, а более тепловодную фауну последних Г. И. Горецкий, используя данные М. А. Лавровой, объясняет существованием в Двинском море ветви теплого течения, не проникавшего в Карельское море. Значительно повышая температуру морской воды, это течение не могло существенно сказаться на климате прибрежных пространств (Горецкий, 1949, стр. 130). Поэтому фауна и диатомовая флора важских и северодвинских отложений более теплолюбива, чем фауна карельских осадков, а пыльцевые спектры показывают обратное соотношение.

И. А. Коробков (1950) указывает на большую зависимость ареала распространения моллюсков от температуры. Например, в настоящее время тепловодные кардиды Баренцева моря доходят до Мурманска благодаря Руппиновской ветви теплого Нордкапского течения. В этом свете предположение Г. И. Горецкого весьма вероятно, тем более, если учесть разновременность существования Двинского и Карельского морей, допускаемую К. К. Марковым.

Развитие бореальной трансгрессии М. А. Лаврова (1948) рисует следующим образом: „До вторжения морских вод в периферические районы Балтийского щита здесь располагались изолированные озерно-ледниковые бассейны, в которых отлагались ленточные глины (разрезы Мги, Ладожского озера, Петрозаводска, Вытегры, Заозерья и др.— *Г. Б.*). После установления связи с океаном большая часть котловин осолоняется и заселяется аборигеном полярных вод — Portlandia (Yoldia) arctica, который шел с запада, из Северного моря. Отложения этого времени характеризуют суровые климатические условия, а морская трансгрессия вызвана, в основном, эвстатическим повышением уровня мирового океана. В послеледниковое время днепровско-валдайского межледниковья, когда депрессия земной коры была еще значительной, а уровень мирового океана быстро повышался, произошла трансгрессия моря, названная на севере Евразии Бореальной, а на западе Европы — Эмской. В это время расселялись более теплолюбивые — бореальные и лузитанские виды морской фауны, но Portlandia (Yoldia) arctica продолжала существовать, как реликт, во впадинах морского дна и в илах заливов, изолированных от действия течений. Поэтому в карельских межледниковых отложениях (и на Мге) она и встречается вместе с лузитанско-бореальным видом Cardium edule и пыльцой широколиственных пород.

В данном случае Portlandia (Yoldia) arctica, как реликтовая форма, не указывает на арктические условия. Соединение Бореального моря с Эмским произошло, по-видимому, также до максимума межледниковой трансгрессии и, во всяком случае, до климатического оптимума, который совпал с началом регрессии моря. Этим объясняется разница в пыльцевых спектрах межледниковых отложений Мги (а также Вытегры и Водлы) и Северной Двины. Ко времени максимума бореальной трансгрессии подъем Балтийского щита был уже настолько значителен, что Балтийско-Беломорский межледниковый пролив перестал существовать и распался на отдельные, постепенно опреснявшиеся водоемы."

Таким образом, карельские морские межледниковые осадки отличаются от двинских во времени и представляют собою начальную стадию бореальной трансгрессии. А если учесть, что их верхние слои, содержащие более теплолюбивые органические остатки, подверглись значительной денудации со стороны последнего ледника, то разница в характере этих и северодвинских слоев представляется легко объяснимой и вполне естественной.

Что касается пресноводных межморенных отложений Карелии, то, судя по их положению в разрезе (между верхней и нижней моренами), а также учитывая их палеонтологическую характеристику, следует также признать их межледниковый возраст. По-видимому, пресноводные межледниковые осадки отлагались в озерных бассейнах, образовавшихся в понижениях рельефа коренных пород до того, как в эти бассейны трансгрессировали морские воды.

ВЫВОДЫ

1. На территории Карелии в глубоких депрессиях рельефа кристаллических пород сохранились межморенные отложения. По всем изученным разрезам установлено, что эти отложения подстилаются только одной мореной или залегают прямо на кристаллических породах, перекрыты также мореной и более молодыми осадками.

2. Межморенные отложения представлены чаще всего глинами, реже — грубозернистыми осадками: супесями, суглинками и песками. В вертикальном разрезе верхние и нижние слои межморенных отложений нередко имеют ясно выраженную ленточную слоистость.

3. По генезису можно выделить морские и пресноводные межморенные осадки. И те и другие развиты преимущественно у берегов крупных карельских водоемов: Белого моря, Онежского и Ладожского озер и на водоразделах между ними.

4. Характер фауны, диатомовой флоры и состав пыльцы, заключающийся в этих осадках, позволяет сделать выводы о сравнительно теплых (не холоднее современных) климатических условиях, господствовавших на данной территории во время их отложения, и дают основание считать эти межморенные отложения межледниковыми.

5. В настоящее время более основательной представляется синхронизация карельских межледниковых отложений с северодвинскими, т. е. отнесение их к последней (днепровско-валдайской) межледниковой эпохе.

ЛИТЕРАТУРА

Амалицкий В. 1899. О постплиоценовых образованиях Сухоно-Двинского бассейна. Труды С.-Петерб. об-ва естествоисп., т. XXX.

Ансберг Е. А. и Знаменская О. М. 1941. О морских отложениях на водоразделе рек Тосны и Саблинки. Докл. АН СССР, т. 30, № 9.

Бархатова В. П. 1941. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Госгеолиздат.

Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц. 1955. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Труды Карело-Фин. филиала АН СССР, вып. III.

Воллосович К. А. 1900. Заметка о постплиоцене в нижнем течении Северной Двины. Материалы для геологии России, т. XX. СПб.

Воллосович К. А. 1908. Петрозаводский морской постплиоцен. Материалы к геологии России, т. XXIII, вып. 2.

Гаевская Н. С. 1948. Определитель фауны северных морей СССР. М.

Горецкий Г. И. 1949. Карельское межледниковое море. Вопросы географии, сб. 12. М.

Жузе А. П. и Порецкий В. С. 1937. Диатомовые межледниковых отложений по р. Ваге. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода, вып. 1.

Земляков Б. Ф. 1939. Четвертичные отложения Карельской АССР. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (JNQUA), вып. IV.

Земляков Б. Ф., Покровская И. М. и Шешукова В. С. 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Труды сов. секц. Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (JNQUA), вып. V.

Коробков И. А. 1950. Введение в изучение ископаемых моллюсков.

Лаврова М. А. 1937. О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины от устья р. Ваги до Конецгорья. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. I.

Лаврова М. А. 1939. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода, вып. IV.

Лаврова М. А. 1946. О географических пределах распространения Бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та географии, вып. XXXVII.

Лаврова М. А. 1948. О Балтийско-Беломорском межледниковом соединении. Труды II Всесоюзн. геогр. съезда, т. II.

Лебедев Н. 1893. Предварительный отчет о геологических исследованиях по р. Ваге, Материалы для геологии России, т. XVI.

Ливеровский Ю. А. 1933. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Труды Геоморфологического ин-та, вып. 7.

Лихарев Б. К. 1933. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 69, Шенкурск-Вельск. Труды Всесоюзн. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 40.

Марков К. К. 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз.

Малахов А. А. 1934. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна среднего течения рек Мезени и Пёзы. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. XVI, вып. 3.

Можейко Е. М. 1934. Межледниковые отложения Петрозаводска. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, т. IV, вып. 2.

Мурчисон. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горный журнал. СПб.

Поляков И. С. 1866. Физико-географическое описание юго-восточной части Олонецкой губернии. Зап. Импер. русск. геогр. об-ва по общей географии, т. XVI, вып. 2.

Покровская И. М. 1937. Некоторые данные микропалеоботанического изучения межледниковых отложений рек Сев. Двины и Ваги. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. I.

Покровская И. М. 1936. О межморенных отложениях реки Мги. Труды сов. секц. Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. II.

Потулова Н. В. 1932. Межледниковые отложения реки Мги. Путеводитель экскурсий второй четвертичной геологической конференции. М.–Л.

Порецкий В. С. 1939. „Загадка" морского постплиоцена К. А. Воллосовича. Изв. Гос. геогр. об-ва, вып. 5.

Соколов Н. Н. 1946. О положении границ оледенений в Европейской части СССР. Проблемы палеогеографии четвертичного периода. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. XXXVII. М.—Л.

Толстихины Н. И. и М. М. 1935. К геоморфологии Онего-Двинского междуречья. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 3.

Чернышев Ф. 1891. Тиманские работы, произведенные в 1890 г. Изв. Геол. комис. 10, № 4.

Черемисинова Е. А. 1952. Морская диатомовая флора межледниковых отложений в долине рек Мги и Вытегры и в котловине Ладожского озера. Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. биолог. наук. Л.

Шешукова В. С. 1939. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода, вып. IV.

Яуншутнинь А. И. 1939. Итоги изучения четвертичных отложений западной половины Северной области. Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. IV.

Диатомовый анализ, т. I, 1949. Госгеолиздат.

De-Geer G. 1896. Skandinaviens geografiska untveckling efter istiden. Stockholm.

Ramsay W. 1903—1904. Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistozänen Bildungen der Halbinsel Kanin. Fennia, 21.

Zans V. 1936. Das letzinterglaziale Portlandia — Meer des Baltikums. Bull. Comm. Geol. Finlande. 15.

Сводный систематический список диатомовых межледниковых отложений северо-запада Советского Союза

№ п/п	Название диатомовых водорослей	Экология	р. Вага (Жузе и Порецкий, 1937)	Онего-Беломорский водораздел (Горецкий, 1949)	Повенец (Шешукова, 1949)	Петрозаводск (морские) (Шешукова, 1939)	р. Видлица (Биске и Лак, 1955)	р. Мга (Анисимова, 1949)
А	Б	В	1	2	3	4	5	6
1	Melosira arenaria Moore	п	—	—	1	—	—	—
2	M. distans v. alpigena Grun.	.	1	—	—	—	—	—
3	M. granulata (Ehr.) Ralfs	.	—	—	—	—	1	—
4	M. islandica O. M.	.	—	—	—	—	1	—
5	M. islandica subsp. helvetica O. M.	.	—	—	1	—	2	—
6	M. italica (Ehr.) Ktz.	.	—	—	1	—	1	—
7	M. italica v. tenuissima (Grun.) O. M.	.	—	1	—	—	—	—
8	M. Juergensii Ag.	с-м	—	1	—	—	—	—
9	M. monoliformis (O. M.) Ag.	.	—	—	1	—	—	—
10	M. monoliformis v. hispida Castr.	.	—	—	1	—	—	—
11	M. ornata Grun.	м	1	—	—	—	—	—
12	M. scabrosa Oestr.	п	—	—	1	—	1	—
13	M. sol (Ehr.) Ktz.	м	—	—	1	—	—	—
14	M. sulcata (Ehr.) Ktz.	.	—	1	1	1	1	1
15	M. sulcata v. biseriata Grun.	.	—	1	1	—	1	—
16	M. sulcata v. coronata Grun.	.	2	—	1	—	—	—
17	M. sulcata v. crenulata Grun.	.	1	—	—	—	—	—
18	M. sulcata v. siberica Grun.	.	—	1	1	—	—	—
19	Hyalodiscus scoticus (Ktz.) Grun.	с-м	—	1	1	1	1	1
20	Stephanopyxis turris v. arctica Grun.	м	—	—	—	—	1	—
21	Podosira stelliger (Beil.) Mann.	.	—	—	1	—	—	—
22	Thalassiosira gravida Cl.	.	—	—	6	—	—	—
23	Cyclotella comta (Ehr.) Ktz.	п	—	—	—	—	1	—
24	C. Kuetzingiana v. Schumannii Grun.	п-с	—	—	—	—	1	—
25	Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grun.	.	—	—	—	1	—	—
26	St. astraea v. minutula (Ktz.) Grun.	.	—	—	1	—	—	—
27	Coscinodiscus apiculata v. ambigua Grun.	м	—	—	1	—	—	1
28	C. argus Ehr.	.	1	—	—	—	—	—
29	C. batyomphalus Cl.	.	—	—	1	—	—	—
30	C. concinnus W. Sm.	с-м	—	—	—	—	1	—
31	C. curvatulus Grun.	м	—	—	—	—	1	1

А	Б	В	1	2	3	4	5	6
32	C. excentricus Ehr.	м	1	—	1	—	1	1
33	C. Hauckii Grun.	»	1	—	—	—	—	—
34	C. Kutzingii A. S.	»	1	—	—	—	1	—
35	C. lacustris Grun.	эвр.	—	—	1	—	—	1
36	C. lacustris v. septentrionalis Grun.	с-м	—	—	6	1	3	1
37	C. obscurus A. S.	м	—	—	4	—	1	1
38	C. oculus iridis Ehr.	»	1	—	—	—	—	—
39	C. marginatus Ehr.	»	—	—	—	—	—	1
40	C. radiatus Ehr.	»	1	—	2	1	2	—
41	C. Rohtii v. minor Grun.	с-м	—	1	—	—	—	—
42	C. sublineatus Grun.	м	—	—	—	1	—	1
43	C. subtilis Ehr.	»	—	—	—	—	1	—
44	Stictodiscus Hardmanianus Grev.	»	—	—	—	—	1	—
45	Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs	»	—	—	2	1	2	1
46	A. undulatus v. tamanica Jouse	»	—	—	—	—	1	—
47	Actinocyclus Ehrenbergii Ralfs	»	3	—	—	—	1	—
48	A. Ehrenbergii v. crassa (W. Sm.) Hust.	с-м	—	—	2	1	—	1
49	A. Ehrenbergii v. Ralfsii (W. S.) Hust.	»	1	—	—	—	—	—
50	A. Ehrenbergii v. sparsa (Greg.) Hust.	»	—	—	1	—	—	—
51	Chaetoceros affinis Lauder	м	—	—	1	—	—	—
52	Ch. holsaticus Schutt.	»	—	—	1	—	—	—
53	Ch. mitra (Bail.) Cl.	»	—	—	—	1	—	—
54	Chaetoceros sp. sp.	»	3	—	—	—	—	—
55	Bidulphia aurita (Lyngb.) Breb. et Godey	с-м	—	—	1	—	—	—
56	B. rhombus (Ehr.) W. Sm.	м	3	—	—	—	—	—
57	Isthmia nervosa Ktz.	»	—	—	1	—	—	—
58	Tetracyclus lacustris Ralfs	п	—	—	—	—	1	—
59	Rhabdonema arcuatum (Lyngb.) Ktz.	м	—	—	4	3	1	1
60	Rh. minutum Ktz.	»	1	—	3	2	1	—
61	Rh. minutum v. sulcata Fricke	»	—	—	1	—	—	—
62	Grammatophora angulosa Ehr.	»	—	—	1	—	1	1
63	Gr. arcuata Ehr.	»	1	—	1	1	1	1
64	Gr. arctica Cl.	»	—	—	—	—	1	—
65	Gr. oceanica (Ehr.) Grun.	»	—	—	1	—	2	—
66	Gr. oceanica v. intermedia Grun.	»	—	—	4	4	2	—
67	Gr. oceanica v. macilenta (W. Sm.) Grun.	»	—	1	—	—	1	1
68	Gr. oceanica f. subtilissima (Bail.) Hust.	»	—	—	—	—	1	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6
69	Tabellaria fenestrata v. intermedia Grun.	п	—	—	—	—	1	—
70	T. flocculosa (Roth.) Ktz.	»	—	—	—	—	1	—
71	Plagiogramma staurophorum (Cl.) Heib.	м	1	—	1	1	—	—
72	Dimerogramma minor (Greg.) Ralfs	»	1	—	1	1	—	—
73	D. minor v. nana (Greg.) V. H.	»	—	—	—	1	—	—
74	Opephora Martyi Herib.	п	—	—	1	—	—	—
75	O. Martyi v. amphioxys Poretzky	»	—	—	—	—	1	—
76	O. marina (Greg.) Petit.	м	1	—	1	1	—	—
77	Fragilaria construens (Ehr.) Grun.	п	—	—	1	—	—	—
78	F. cylindrus Grun.	м	—	—	1	1	—	—
79	F. oceanica Cl.	»	1	—	1	1	—	—
80	F. pinnata Ehr.	п-с	—	—	1	—	—	—
81	F. virescens v. exigua Grun.	п	—	—	1	—	—	—
82	Licmophora Ehrenbergii (Ktz.) Grun.	м	—	—	—	—	1	—
83	Synedra kamtschatica Grun.	»	—	—	2	3	1	—
84	S. tabulata (Ag.) Ktz.	эвр.	—	—	4	3	2	1
85	S. pulchella (Ralfs) Ktz.	»	—	—	1	—	—	—
86	S. ulna (Nitzsch). Ehr.	п	—	—	—	—	1	—
87	Thalassionema nitzschioides Grun.	м	1	—	6	4	1	—
88	Th. nitzschioides v. lanceolata Grun.	»	—	—	6	—	—	—
89	Eunotia praerupta Ehr.	п	—	—	—	—	1	—
90	E. praerupta v. bidens (W. Sm.) Grun.	»	—	1	1	—	—	—
91	E. tenella (Grun.) Hust.	»	—	—	—	—	1	—
92	E. triodon Ehr.	»	—	—	1	—	—	—
93	Cocconeis distans Greg.	м	—	—	—	—	1	—
94	C. lyra A. S.	»	1	—	—	—	—	—
95	C. costata Greg.	»	—	—	1	1	—	—
96	C. pediculus Ehr.	п-с	1	—	1	—	1	—
97	C. placentula Ehr.	»	1	—	—	—	1	—
98	C. placentula v. lineata (Ehr.) Cl.	»	—	—	1	—	—	—
99	C. scutellum Ehr.	с-м	1	1	2	1	1	—
100	C. scutellum v. parva Grun.	»	—	—	1	—	—	1
101	C. scutellum v. stauroneiformis Grun.	»	—	—	3	1	—	—
102	C. thumensis A. Mayer	п	—	—	1	—	—	—
103	Achnanthes borealis A. Cl.	»	—	—	1	—	—	—
104	A. brevipes Ag.	с-м	1	—	—	—	—	—
105	A. Hauckiana v. rostrata Schulz.	п-с	2	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6
106	A. groenlandica (Cl.) Grun.	м	—	—	1	—	—	—
107	A. lanceolata v. elliptica Cl.	п	—	—	—	—	1	—
108	Diploneis elliptica (Ktz.) Cl.	„	1	—	—	—	—	—
109	D. elliptica v. ladogensis Cl.	„	—	—	—	—	1	—
110	D. domblittensis (Grun.) Cl.	„	1	—	—	—	—	—
111	D. domblittensis v. incisa (?)	п-с	1	—	—	—	—	—
112	D. didyma (Ehr.) Cl.	с-м	2	—	1	1	—	—
113	D. fusca (Greg.) Cl.	м	—	—	—	—	1	—
114	D. interrupta (Ktz. Cl.)	с-м	1	—	1	1	1	1
115	D. mediteranea (Grun.) Cl.	м	—	—	—	—	1	—
116	D. ovalis (Hilse) Cl.	п-с	1	—	—	—	—	—
117	D. Smithii (Breb.) Cl.	с-м	1	—	—	—	1	—
118	D. Smithii v. borealis Grun.	„	—	—	1	1	—	—
119	D. Smithii v. pumila (Grun.) Hust.	„	—	—	—	—	1	—
120	Anomoeoneis sphaerophora v. polygramma (Ehr.) O. M.	с	—	1	1	—	—	—
121	A. serians v. brachysira (Breb.) Hust.	п	—	—	1	—	—	—
122	Stauroneis anceps Ehr.	„	—	—	—	—	1	—
123	St. phoenicenteron Ehr.	„	—	—	—	—	1	—
124	Navicula abrupta Greg.	м	—	—	—	—	1	—
125	N. cancelata Donk.	„	1	—	—	—	—	—
126	N. forcipata Grev.	„	1	—	—	—	—	—
127	N. forcipata v. suborbicularis Grun.	„	1	—	—	—	—	—
128	N. distans W. Sm.	„	1	—	4	—	—	—
129	N. Grevillei Ag.	„	—	—	1	—	—	—
130	N. humerosa Breb.	с	2	—	—	—	—	—
131	N. humerosa v. constricta Cl.	„	1	—	—	—	—	—
132	N. Jarnefeltii Hust.	п	—	—	1	—	—	—
133	N. lyra v. subelliptica Cl.	м	—	—	—	1	—	—
134	N. mutica Ktz.	п-с	—	1	1	—	—	—
135	N. palpebralis Breb.	м	1	—	—	—	1	—
136	N. palpebralis v. minor Grun.	„	1	—	—	—	—	—
137	N. placentula f. minuta Boye	п	—	—	—	—	1	—
138	N. tuscula (Ehr.) Grun.	„	—	—	1	—	—	—
139	Pinnularia borealis Ehr.	„	—	—	1	—	—	—
140	P. brevicostata Cl.	„	—	—	—	—	1	—
141	P. lata (Breb.) W. Sm.	„	1	—	—	—	1	—
142	P. macilenta (Ehr.) Cl.	„	—	—	—	—	1	—
143	Neidium iridis f. vernalis Reich.	„	—	—	1	—	—	—
144	Caloneis formosa (Greg.) Cl.	с-м	2	—	—	—	—	—
145	Gyrosigma attenuatum (Ktz.) Rabh.	п	2			—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6
146	G. Spenceri (W. Sm.) Cl.	п-с	—	—	1	—	—	—
147	Amphora ovalis Ktz.	п	—	—	1	—	—	—
148	Tropidoneis elegans W. Sm.	м	1	—	—	—	—	—
149	Cymbella aspera (Ehr.) Cl.	п	1	—	—	—	—	—
150	C. naviculiformis Auersw.	„	—	—	—	—	1	—
151	Gomphonema intricatum v. dichtoma (Ktz.) Grun.	„	1	—	—	—	—	—
152	G. olivaceum (Lyngb.) Ktz.	п-с	1	—	—	—	—	—
153	Epithemia sorex Ktz.	„	1	—	1	—	—	—
154	E. turgida (Ehr.) Ktz.	п	1	—	1	—	—	—
155	E. zebra (Ehr.) Ktz.	„	—	—	1	—	1	—
156	E. zebra v. saxonica (Ktz.) Grun.	„	1	—	—	—	—	—
157	Nitzschia denticula Grun.	„	2	—	—	—	—	1
158	N. granulata Grun.	с	2	—	—	1	—	—
159	N. navicularis (Breb.) Grun.	„	1	—	1	—	—	—
160	N. punctata (W. Sm.) Grun,	п	1	—	—	1	1	—
161	N. sigma (Ktz.) W. Sm.	„	1	—	—	—	—	—
162	Surirella ovata Ktz.	с	1	—	—	—	—	1
163	Campylodiscus clypeus Ehr.	м	—	—	—	1	2	—

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1 — единично
2 — редко
3 — нередко
4 — часто
5 — очень часто
6 — в массе

п — пресноводные
п-с — пресноводно-солоноводные
с — солоноводные
с-м — солоноводно-морские
м — морские
эвр. — эвригалинные

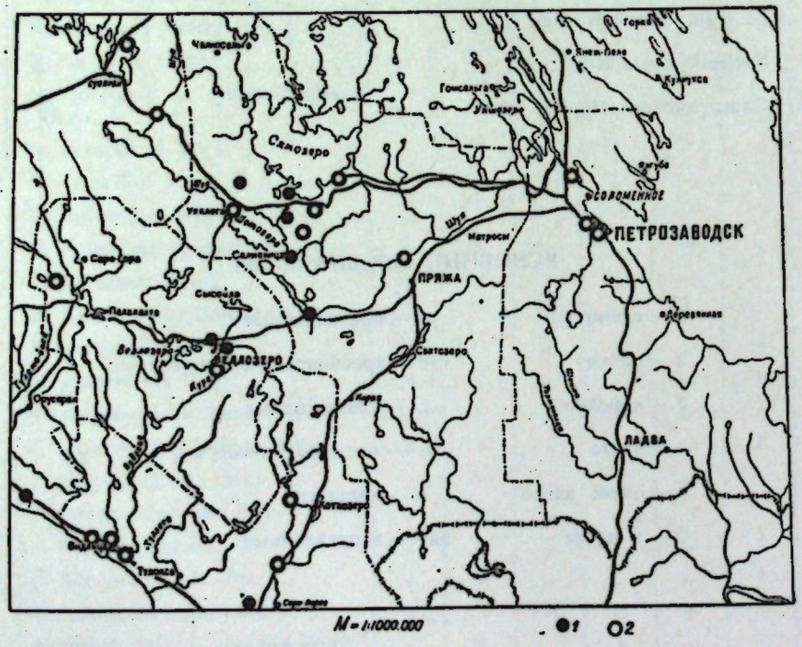
ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

Г. Ц. ЛАК

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИСКОПАЕМОЙ И СОВРЕМЕННОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ НА ПРИМЕРЕ ОНЕГО-ЛАДОЖСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

Палеофлористические исследования отложений четвертичного возраста Онего-Ладожского перешейка, проводимые в течение последних пяти лет, дали возможность собрать большой фактический материал по ископаемым диатомовым водорослям (рис. 1). Результаты работы в области систематизации собранного материала и экологический анализ ископаемой флоры выявили отдельные комплексы диатомовых водорослей, характерные для различных физико-географических и климатических условий.


Самозеро
ПЕТРОЗАВОДСК
ПРЯЖА
Сяндеба
Матроси
Шуя
Светозеро
Видлозеро
Пряжа
Суна
Тумча
Ладва
Деревянное
Горки
Кумбуса
Фигуба
Ведлозеро
Сяндеба
Сяндемское
Сяндебское
Сяндемо
Сяндебо
Сяндебо
Сяндеб

ствии с нашими представлениями о развитии диатомовых водорослей Карелии. Однако следует оговорить, что современная диатомовая флора Карелии, в частности Онего-Ладожского перешейка, изучена еще очень слабо и наблюдающаяся закономерность в развитии ископаемых и современных диатомовых, возможно, носит чисто случайный характер.

Кривая развития древесной пыльцы протекает параллельно, в количественном отношении, кривой развития ископаемых диатомовых водорослей. Пыльца также была встречена только в верхних горизонтах, до глубины 3 *м*. Кривые развития растительности свидетельствуют о господстве сосны и березы. Встречаются единичные зерна широколиственных пород. Подобный пыльцевой спектр характерен для бореального климатического периода (Бискэ и Лак, 1956). Нижележащая толща глин в отношении пыльцы совершенно немая. Видимо, климатические условия времени, предшествовавшего бореальному периоду, были весьма неблагоприятны для успешного развития наземной растительности. Подобные климатические условия могли быть вызваны близостью ледника, а бассейн, отложивший вышеописанные глины, представлял собой в то время озерно-ледниковый тип водоема. В пользу последнего предположения свидетельствует также и анализ диатомовой флоры. Как уже указывалось, горизонт глин до глубины 3 *м* содержит 97 форм ископаемых диатомовых. Затем кривая количественного развития резко снижается, и на глубине 4 *м* обнаружено всего 18 видов, а с глубины 6 *м* уже только 8 форм. Подобное кслличественное и, одновременно, качественное падение может быть объяснено единственно какими-то определенными физико-географическими условиями существования водоема во время отложения нижней четырехметровой толщи глин. По всей вероятности, неблагоприятными для развития диатомовых водорослей условиями был большой приток холодных и сильно взмученных талых ледниковых вод, обладающих большой силой механического трения, малой прозрачностью и исключительной бедностью питательными веществами, т. е. условиями, характерными для озерно-ледникового водоема. Следует напомнить, что на Онего-Ладожском перешейке наблюдаются морфологические признаки, выраженные в рельефе в виде береговых валов, террасовых уступов и других береговых образований, свидетельствующих о наличии обширного водоема, заполнявшего когда-то депрессии реки Шуи и озер Шотозеро, Сямозеро, Вагатозеро и др. В окрестностях этих озер встречены отложения, обладающие ленточным строением, перекрытые неслоистыми глинами и песками, что также свидетельствует об озерно-ледниковом происхождении этих осадков.

Таким образом, мы видим, что все перечисленные данные свидетельствуют о наличии на территории Онего-Ладожского перешейка следов обширного озерно-ледникового водоема, заполнявшего котловины озер Сямозеро, Шотозеро, Вагатозеро и Шуйской депрессии. Остается невыясненным время его существования.

Если в настоящее время у нас нет возможности определить начало возникновения озерно-ледникового бассейна, то его конечная стадия существования в котловине озера Шотозера определяется, по мнению автора, довольно точно. Фациально она должна быть отнесена к горизонту перехода немых озерно-ледниковых отложений в горизонт флористически хорошо охарактеризованных озерных послеледниковых осадков. По данным пыльцевого анализа это время падает на начало бореального периода, по К. К. Маркову (1933), или на нижнюю границу раннего голоцена, по М. И. Нейштадту (1955).

В результате наших многолетних палеофлористических исследований четвертичных отложений Онего-Ладожского перешейка (озер Шотозеро, Вооруэъярви, р. Шуя, озеро Ведлозеро и др.) был составлен обширный систематический список ископаемой диатомовой флоры, содержащий 393 таксономических единицы. Данные К. Мельдера (1951) о составе современных диатомовых озер Сямозеро, Шотозеро, Крошнозеро, Ведлозеро и др. дали возможность сопоставить ископаемую и современную диатомовую флору в целом по всему Онего-Ладожскому перешейку. В первую очередь следует отметить, что в современном состоянии было встречено 398 видов, т. е. почти такое же количество, как и в ископаемом состоянии. Качественный анализ современной флоры также свидетельствует о ее большом сходстве с ископаемыми диатомовыми. В настоящее время, когда нам известны многочисленные результаты палинологических исследований, становится очевидным, что диатомовая флора Онего-Ладожского перешейка начала свое развитие, в основном, с бореального периода при климатических условиях, почти аналогичных современным. Последнее и объясняет сходство двух различных по времени образования групп диатомовых водорослей. Все последующие изменения состава диатомовой флоры носят чисто „внутривидовой" характер и протекали при более или менее постоянном физико-химическом режиме со сходными экологическими условиями. Об этом свидетельствует также очень незначительное число пресноводно-солоноводных видов, обнаруженных в диатомовой (современной и ископаемой) флоре Онего-Ладожского перешейка в количестве 7,5%. Солоноводно-морские формы представлены еще меньшим количеством и составляют всего 1,7% от общего числа диатомовых. Подобное процентное содержание солоноводно-морских видов лишает представленный морской элемент какого-либо экологического значения.

Таким образом, все вышеизложенное с достаточной убедительностью снова отрицает возможность проникновения позднe- или послеледниковых морских вод в котловины Онежского и Ладожского озер по линии Сямозеро, Шотозеро, Вагатозеро, Крошнозеро и депрессии р. Шуи (Бискэ и Лак, 1956).

Богатая морская диатомовая флора, обнаруженная в глинах, залегающих на северо-восточном побережье Ладожского озера в устье р. Видлицы, не противоречит вышесказанному выводу. Критический анализ состава флоры позволил ее рассматривать как типичный комплекс диатомовых, характерных для морских межморенных отложений северо-запада Советского Союза (Бискэ и Лак, 1956).

Вопрос о возможности существования Литоринового моря Балтики в котловине Ладожского озера Ю. Айлио (1915), В. С. Порецким (1933), К. К. Марковым (1934) и многими другими исследователями решался положительно и до сих пор никем не оспаривался. Однако полученные за последние годы новые данные об экологических особенностях ископаемой диатомовой флоры северного и северо-восточного Приладожья дали возможность автору прийти к другим выводам, рисующим историю развития Ладожского озера в ином свете.

По К. К. Маркову (1934), Литориновое море начинается со времени восстановления связи Балтийского бассейна с океаном. Состав диатомовых водорослей литориновых отложений восточной части Балтики характеризуется преобладанием солоноводных видов, свидетельствующих об обычной концентрации солености для морского водоема: Melosira moniliformis et var. hispida, Terpsinoë americana, Diploneis Smithii

et var. rhombica, Navicula peregrina, Nitzschia circumsuta и др. (Порецкий и др., 1933).

Диатомовая флора осадков атлантического возраста, залегающих на северном и северо-восточном побережье Ладоги, характеризуется ярко выраженной пресноводной флорой: Melosira islandica subsp. helvetica, Tabellaria fenestrata, T. flocculosa, Cyclotella comta, Achnanthes borealis, Cymbella sinuata и многие другие (всего обнаружено более 300 пресноводных видов)*.

Солоноводные и морские виды, входящие в литориновый комплекс Балтики и Швеции, отсутствуют здесь полностью. В составе диатомовой флоры осадков Ладожского озера не наблюдается также смена одних экологических комплексов другими, что говорит о постоянстве физико-химического режима водоема. Таким образом, данные диатомового анализа ставят под сомнение возможность проникновения в послеледниковое время вод Литоринового моря Балтики в котловину Ладоги (Лак, 1954). Правильность подобного предположения подтверждается также результатами исследований К. К. Маркова (1949) в районе истоков рек Ояти, Паши и Свири: здесь автором установлено, что отложения озерно-ледникового возраста перекрываются непосредственно осадками ладожской трансгрессии. Следовательно, на северном, северо-восточном и юго-восточном побережье Ладоги отсутствуют отложения, которые могли бы быть рассмотрены как образования Литоринового моря. Видимо, Ладожское озеро в послеледниковое время было пресным и замкнутым водоемом.

ВЫВОДЫ

1. Современная и ископаемая диатомовая флора четвертичных отложений Онего-Ладожского перешейка очень сходны между собой и обладают ярко выраженным пресноводным характером.

2. Солоноводный и морской элемент представлен очень незначительным количеством видов и не превышает 1,8% от общего числа форм.

3. Анализ современной и ископаемой четвертичной диатомовой флоры свидетельствует о постоянстве физико-химического режима и не дает никаких доказательств о проникновении морских вод на территорию Онего-Ладожского перешейка в поздне- и послеледниковое время.

4. Морская диатомовая флора, обнаруженная в глинах на северо-восточном берегу Ладожского озера, должна быть отнесена к комплексу форм, характерных для морских межморенных отложений северо-запада Советского Союза. Предварительно возраст ее устанавливается как межледниковый.

5. Результаты диатомового анализа отрицают возможность проникновения вод Литоринового моря Балтики в котловину Ладожского озера.

ЛИТЕРАТУРА

Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц. 1956. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Труды Карело-Фин. филиала АН СССР, вып. III.

Герасимов И. П. и Марков К. К. 1933. Четвертичная геология. М.—Л.

Лак Г. Ц. 1954. Диатомовые четвертичных отложений Западной Карелии. Изд. АН СССР.

* Использованы также результаты анализов В. С. Шешуковой по материалам Г. С. Бискэ.

Марков К. К. 1934. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Труды комис. по изучению четвертичного периода, вып. 1.

Марков К. К. 1949. Послеледниковая история развития юго-восточного побережья Ладожского озера. Вопросы географии, сб. № 12.

Нейштадт М. И. 1955. Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 13.

Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. 1933. Диатомовые поздне- и послеледниковых отложений северо-западной части Ленобласти. Труды II Междунар. конфер. по изучению четвертичного периода, вып. 3.

Ailio I. 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, 3.

Mölder K. 1951. Beiträge zur Kenntnis der rezenten Diatomeenflora Ostkareliens. Ann. Bot. Soc. „vanamo", 25. № 1.

Приложение

СПИСОК

современных и ископаемых диатомовых озера Шотозера и его окрестностей

№ п/п	Название водоросли	Экология	Современные	Ископаемые		
				2,0 *м*	4,0 *м*	6,0 *м*
1	2	3	4	5	6	7
1	Melosira ambigua (Grun.) O. M.	п	—	1	—	—
2	M. distans (Ehr.) Ktz.	»	2%	—	—	—
3	M. distans var. lirata (Ehr.) Bethge	»	1%	—	—	—
4	M. granulata (Ehr.) Ralfs	»	3%	1	—	—
5	M. islandica O. M.	»	—	1	—	—
6	M. islandica subsp. helvetica O. M.	»	2%	5	—	—
7	M. italica (Ehr.) Ktz.	»	3%	4	—	—
8	M. italica subsp. subarctica O. M.	»	2%	—	—	—
9	M. italica var. valida (Grun.) Hust.	»	--	2	—	—
10	M. Karelica Mölder	»	+	—	—	—
11	M. scabrosa Oestr.	»	—	1	—	1
12	M. varians Ag.	»	1%	—	—	—
13	Cyclotella comta (Ehr.) Ktz.	»	—	1	—	—
14	Tetracyclus lacustris Ralfs	»	1%	—	—	—
15	T. lacustris var. elongata Hust.	»	—	1	—	—
16	T. lacustris var. stumosa (Ehr.) Hust.	»	1%	—	—	—
17	Tabellaria binalis (Ehr.) Grun.	»	3%	—	—	—
18	T. fenestrata (Lyngb.) Ktz.	»	15%	2	—	—
19	T. fenestrata var. intermedia Grun.	»	—	3	1	1
20	T. flocculosa (Roth.) Ktz.	»	40%	—	—	—
21	Diatoma vulgare Bory	»	2%	—	—	—
22	D. vulgare var. ovale (Fricke) Hust.	»	3%	—	—	—
23	Actinella Karelica Mölder	»	+	—	—	—
24	Asterionella formosa Hass.	»	2%	—	—	—
25	Fragilaria bicapitata A. Mayer	»	—	1	1	—
26	F. capucina Desm.	»	1%	—	—	—
27	F. construens (Ehr.) Grun.	»	1%	—	—	—
28	F. intermedia Grun.	»	2%	—	—	—
29	F. Karelica Mölder	»	+	—	—	—
30	F. Karelica var. brevis Mölder	»	+	—	—	—
31	F. pinnata Ehr.	»	3%	1	—	—
32	F. virescens Ralfs	»	2%	1	--	—
33	F. virescens var. capitata Oestr.	»	—	1	—	—

1	2	3	4	5	6	7
34	Synedra acus var. angustissima Grun.	п	2%	—	—	—
35	S. amphicephala Ktz.	»	2%	—	—	—
36	S. berolinensis Lemm.	»	1%	—	—	—
37	S. nana Meist.	»	1%	—	—	—
38	S. rumpens Ktz.	»	1%	—	—	—
39	S. ulna (Nitzsch.) Ehr.	»	3%	—	—	—
40	Eunotia alpina (Naeg.) Hust.	»	1%	—	—	—
41	E. arcus Ehr.	»	1%	—	—	—
42	E. bactriana Ehr.	»	1%	—	—	—
43	E. diodon Ehr.	»	1%	—	—	1
44	E. faba (Ehr.) Grun.	»	1%	—	—	—
45	E. formica Ehr.	»	—	1	—	—
46	E. lunaris (Ehr.) Grun.	»	1%	—	—	—
47	E. lunaris var. subarcuata (Naeg.) Grun.	»	1%	—	—	—
48	E. monodon var. bidens (Greg.) W. Sm.	»	—	1	—	—
49	E. pectinalis Dillw.? Ktz. Rabh.	»	1%	—	—	—
50	E. pectinalis var. minor (Ktz.) Rabh.	»	5%	—	—	—
51	E. pectinalis var. ventralis (Ehr.) Hust.	»	1%	—	—	—
52	E. praerupta var. bidens (W. Sm.) Grun.	»	--	1	—	—
53	E. praerupta var. inflata Grun.	»	10%	—	—	—
54	E. robusta Ralfs	»	1%	—	—	—
55	E. valida Hust.	»	2%	—	—	—
56	E. veneris (Ktz.) O. M.	»	6%	—	—	—
57	Cocconeis disculus (Schum.) Cl.	»	—	3	—	—
58	C. disculus var. diminuta (Pant.) Sheshukova	»	—	1	—	—
59	C. placentula var. lineata (Ehr.) Cl.	п-с	—	1	—	—
60	Achnanthes Biaselettiana (Ktz.) Grun.	п	1%	—	—	—
61	A. borealis A. Cl.	»	—	1	—	—
62	A. Karelica Mölder	»	+	—	—	—
63	A. lapponica Hust.	»	—	1	—	—
64	A. linearis (W. Sm.) Grun.	»	1%	--	—	—
65	A. Lutheri Hust.	»	1%	—	—	—
66	A. microcephala (Ktz.) Grun.	»	1%	—	—	—
67	A. minutissima Ktz.	»	1%	—	—	—
68	A. Oestrupii (A. Cl.) Hust.	»	1%	—	—	—
69	Rhoicosphenia curvata (Ktz.) Grun.	»	4%	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7
70	Diploneis finnica var. Clevei (Font.) Hust.	п	—	3	—	—
71	D. elliptica (Ktz.) Cl.	„	—	4	3	1
72	D. elliptica var. ladogensis Cl.	„	—	1	1	1
73	D. elliptica var. ostracodarum (Pant.) Cl.	„	—	—	1	—
74	D. puella (Schum.) Cl.	„	1%	—	—	—
75	Frustulia rhomboides (Ehr.) D. T.	„	2%	—	—	—
76	F. rhomboides var. amphipleuroides Grun.	„	1%	—	—	—
77	F. rhomboides var. amphipleuroides f. capitata A. Mayer	„	3%	—	—	—
78	F. Anomoeoneis serians (Bréb.) Cl.	„	—	—	1	—
79	Stauroneis anceps Ehr.	„	—	1	—	—
80	S. anceps var. hyalina Brun. et Perag.	„	—	1	—	—
81	S. anceps f. linearis (Ehr.) Cl.	„	—	1	—	—
82	S. phoenicenteron Ehr.	„	—	1	—	—
83	Navicula amphibola Cl.	„	—	1	—	—
84	N. anglica Ralfs	п-с	1%	—	—	—
85	N. atomus (Naeg.) Grun.	„	1%	—	—	—
86	N. bacillum Ehr.	„	—	1	—	—
87	N. bacillum var. Gregoriana Grun.	п	—	1	—	—
88	N. bicapitellata Hust.	„	0,5%	—	—	—
89	N. bituminosa var. stauroptera Pant.	с	—	1	—	—
90	N. Cari Ehr.	п	1%	—	—	—
91	N. crytocephala Ktz.	п-с	1%	—	—	—
92	N. dicephala (Ehr.) W. Sm.	п	1%	—	—	—
93	N. muralis Grun.	„	1%	—	—	—
94	N. pupula var. rostrata Hust.	„	—	2	—	—
95	N. radiosa Ktz.	„	1%	1	—	—
96	N. subtilissima Cl.	„	0,5%	—	—	—
97	N. tuscula (Ehr.) Grun.	„	—	1	—	—
98	Pinnularia bogotensis Grun.	„	—	1	—	—
99	P. divergentissima (Grun.) Cl.	„	1%	—	—	—
100	P. gibba Ehr.	„	—	1	1	—
101	P. gibba var. linearis Hust.	„	1%	1	—	—
102	P. hemiptera (Ktz.) Cl.	„	—	1	—	—
103	P. intermedia (Lagrst.) Cl.	„	—	1	—	—
104	P. major (Ktz.) Cl.	„	—	1	—	—
105	P. major var. hyalina (Hust.) Skabitsch	„	—	4	1	—
106	P. microstauron (Ehr.) Cl.	„	—	1	—	—
107	P. nobilis Ehr.	„	+	1	—	—

1	2	3	4	5	6	7
108	P. streptoraphe Cl.	п	—	1	—	—
109	P. subcapitata Greg.	„	1%	—	—	—
110	P. subcapitata var. Hilseana (Jan.) O. M.	„	1%	—	—	—
111	P. viridis (Nitzsch.) Ehr.	„	—	2	1	—
112	P. viridis var. sudetica (Hilse) Hust.	„	—	1	1	—
113	Neidium iridis (Ehr.) Cl.	„	—	2	—	—
114	N. iridis var. ampliata (Ehr.) Cl.	„	—	1	—	—
115	N. iridis f. vernalis Reich.	„	—	1	—	—
116	N. productum (W. Sm.) Cl.	„	—	—	1	—
117	Caloneis alpestris Cl.	„	—	3	—	—
118	C. alpestris var. inflata Pant.	„	—	2	1	—
119	C. bacillum (Grun.) Mer.	„	—	3	2	1
120	C. Schumanniana (Grun.) Cl.	„	—	1	—	—
121	C. Schumanniana var. biconstricta Grun.	„	—	1	—	—
122	C. silicula (Ehr.) Cl.	„	—	—	—	—
123	C. silicula var. alpina Cl.	„	—	1	—	—
124	C. silicula var. gibberula (Ktz.) Grun.	„	—	1	—	—
125	C. silicula var. tumida Hust.	„	—	1	—	—
126	Gyrosigma acuminatum (Ktz.) Rabh.	„	—	4	3	1
127	Amphora ovalis Ktz.	„	—	3	2	1
128	Cymbella aspera (Ehr.) Cl.	„	—	4	3	—
129	C. cistula (Hempr.) Grun.	„	—	1	—	—
130	C. cistula var. maculata (Ktz.) V. H.	„	—	1	—	—
131	C. cymbiformis (Ag.? Ktz.) V. H.	„	—	1	—	—
132	C. cuspidata Ktz.	„	—	1	—	—
133	C. gracilis (Rabh.) Cl.	„	1%	—	—	—
134	C. hebridica (Greg.) Grun.	„	—	1	1	—
135	C. helvetica Ktz.	„	—	3	—	—
136	C. lanceolata (Ehr.) V. H.	„	—	1	1	—
137	C. microcephala Grun.	„	1%	—	—	—
138	C. prostrata (Berk.) Cl.	„	1%	—	—	—
139	C. tumida (Breb.) V. H.	„	—	1	—	—
140	C. ventricosa Ktz.	„	1%	—	—	—
141	Gomphonema acuminatum Ehr.	„	—	1	—	—
142	G. acuminatum var. coronata (Ehr.) W. Sm.	„	—	1	—	—
143	G. acuminatum var. Brebissonii (Ktz.) Cl.	„	—	2	1	—
144	G. constrictum Ehr.	„	1%	1	—	—

1	2	3	4	5	6	7
145	G. constrictum var. capitata (Ehr.) Cl.	п	1%	—	—	—
146	G. gracile Ehr.	„	1%	—	—	—
147	G. intricatum var. vibrio (Ehr.) Cl.	„	—	1	—	—
148	G. parvulum (Ktz.) Grun.	„	2%	—	—	—
149	Epithemia turgida (Ehr.) Ktz.	„	—	1	1	—
150	E. turgida var. granulata (Ehr.) Grun.	„	—	1	—	—
151	E. zebra (Ehr.) Ktz.	„	—	1	—	—
152	E. zebra var. porcellus (Ktz.) Grun.	„	—	1	—	—
153	E. zebra var. saxonica (Ktz.) Grun.	„	—	3	—	—
154	Rhopaloidia gibba (Ehr.) O. M.	„	—	3	—	—
155	Rh. gibba var. ventricosa (Ehr.) Grun.	„	—	1	—	—
156	Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.	„	1%	1	—	—
157	Nitzschia acicularis W. Sm.	„	7%	—	—	—
158	N. gracilis Hantzsch.	„	7%	—	—	—
159	N. Kuetzingiana Hilse	„	1%	—	—	—
160	N. romana Grun.	„	1%	—	—	—
161	N. palea (Ktz.) W. Sm.	„	—	1	—	—
162	N. sublinearis Hust.	„	1%	—	—	—
163	Cymatopleura elliptica (Bréb.) W. Sm.	п-с	—	1	—	—
164	C. elliptica var. hibernica (W. Sm.) Hust.	„	—	1	—	—
165	C. elliptica var. nobilis (Hantzsch.) Hust.	„	—	1	—	—
166	C. solea (Bréb.) W. Sm.	п	—	1	—	—
167	Surirella angustata Ktz.	„	0,5%	—	—	—
168	S. biseriata Bréb.	„	—	1	—	—
169	S. gracilis (W. Sm.) Grun.	„	1%	—	—	—
170	S. ovata Ktz.	„	1%	—	—	—
171	S. ovata var crumena (Bréb.) V. H.	„	1%	—	—	—
172	S. robusta Ehr.	„	1%	—	—	—
173	S. turgida W. Sm.	„	—	1	—	—

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

п — пресноводные виды
п-с — пресноводно-солоноводные виды
1 — „единично" — от 1 до 5 экземпляров в препарате
2 — „редко" — от 10 до 15 экземпляров в препарате
3 — „нередко" — от 20 до 25 экземпляров в препарате
4 — „часто" — по одному экземпляру в каждом ряду препарата
5 — „очень часто" — по одному экземпляру в каждом поле зрения
6 — по нескольку экземпляров в каждом поле зрения.

Процентные данные приводятся по данным К. Мельдера.

Список составлен по материалам К. Мельдера (1951) по современной диатомовой флоре и исследованиям автора по ископаемой диатомовой флоре.

Анализы современной флоры производились из проб планктона и бентоса.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

Г. Ц. ЛАК

ДИАТОМОВЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРЕЛИИ

В предлагаемой работе произведена систематизация данных диатомового анализа межледниковых и голоценовых отложений Карелии. Использованы материалы В. С. Порецкого, В. С. Порецкой, К. Мельдера, Е. Н. Черемисиновой, И. А. Купцовой, а также результаты палеофлористических исследований автора, полученные им в течение 1948—1957 гг. Подобная систематизация сведений о диатомовых четвертичных отложений, по мнению автора, может оказать пользу при решении вопросов стратиграфии и генезиса, в особенности наиболее молодых, поздне- и послеледниковых осадков четвертичной толщи.

Статья разделена на две части: I — общая, в которой приводится краткое описание диатомовых комплексов межледниковых отложений и осадков голоцена, и II — систематическая, содержащая экологическую характеристику отдельных форм, генезис отложений и местонахождения 717 форм ископаемых диатомовых и двух видов кремневых жгутиковых.

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

1. Межледниковые комплексы диатомовых

Межледниковые отложения Карелии делятся на морские и континентальные. Последние обнаружены на территории г. Петрозаводска и в нижнем течении р. Водлы. В петрозаводских континентальных осадках встречена богатая пресноводная диатомовая флора с преобладанием видов: Melosira islandica subsp. helvetica, Stephanodiscus astraea и многих других (Порецкий, 1939). Богатое развитие пресноводных диатомовых может служить доказательством самостоятельности пресноводной озерной стадии межледниковья, на что указывал Г. И. Горецкий (1949). По-видимому, континентальные межледниковые отложения Петрозаводска отлагались в озерных бассейнах, образовавшихся в пониженных частях рельефа кристаллических пород, до того, как в эти бассейны трансгрессировали морские воды. К аналогичному выводу можно прийти в отношении водлинских межледниковых отложений.

Морские межледниковые отложения имеют значительно большее распространение и были встречены в окрестностях Петрозаводска и Повенца, на р. Видлице и р. Водле, в окрестностях Левиной горы (Северная Карелия, Чупинская губа), озера Тикшезера и на Онего-Беломорском водоразделе.

Морская межледниковая флора включает диатомовые, типичные для морей с нормальной соленостью, и характеризуется, в основном, планктонными (Coscinodiscus, Hyalodiscus, Chaetoceros) и литоральными видами из родов: Rhabdonema, Grammatophora, Synedra и др. В экологическом отношении состав морской межледниковой диатомовой флоры Карелии является аркто-бореальным, в котором большое участие принимают виды широкого географического распространения. Палеонтологическая характеристика* позволяет сопоставить все карельские межледниковые отложения между собой, т. е. считать их синхронными и даже больше — осадками одного бассейна. Об этом свидетельствует однородный состав диатомовых, сходство фауны и примерно одинаковый пыльцевой спектр межледниковой толщи Повенца, Петрозаводска, Видлицы, Онды и др. Стратиграфически они увязываются с северодвинскими межледниковыми отложениями и могут быть отнесены к днепровско-валдайской (по терминологии К. К. Маркова) межледниковой эпохе (Бискэ и Лак, 1957).

2. Диатомовые комплексы голоцена

Наиболее древними озерными отложениями голоцена являются осадки приледниковых водоемов. Осадки этих водоемов, как правило, содержат очень незначительное количество флористических остатков (см. сводн. список, гр. 10—17). Подобное явление характерно не только для Карелии, но и для всего северо-запада Советского Союза, включая и Ленинградскую область (Порецкий, Жузе, Шешукова, 1933). Видимо, развитие диатомовой флоры в приледниковых водоемах проходило при неблагоприятных физико-географических и биологических условиях вследствие значительного притока талых ледниковых вод, обладающих, благодаря сильной взмученности мелких частиц, большой силой механического трения, малой прозрачностью и вероятной бедностью питательными веществами.

Интенсивное развитие озерной пресноводной диатомовой флоры начинается в раннем (для южных районов) и в среднем (для северных районов Карелии) голоцене.** Состав диатомовых в подавляющем большинстве разрезов озерных осадков характеризуется преобладанием видов из родов Fragilaria, Eunotia, Pinnularia и др., свойственных мелким водоемам. Планктонные виды Melosira islandica с разновидностями, M. granulata и др., как правило, отсутствуют или встречаются в незначительном количестве.

Некоторое исключение представляют озерные отложения, залегающие в окрестностях северного Приладожья, депрессии р. Шуи и системы озер Куйто. Здесь представители родов Fragilaria, Eunotia, Pinnularia занимают, в количественном отношении, подчиненное положение и наблюдается явное преобладание видов, характерных для относительно глубоких и прозрачных водоемов.

Согласно существующим представлениям (Марков, 1934; Порецкий, Жузе, Шешукова, 1933; Айлио, 1915, и др.), в среднем голоцене воды

* Результаты палеонтологических и палеофлористических исследований межледниковых морских отложений северо-запада Советского Союза обобщены и сведены в работах М. А. Лавровой (1946, 1948), Г. И. Горецкого (1949), В. С. Шешуковой-Порецкой (1955), Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лака (1957).

** См. в настоящем сборнике статью Г. С. Бискэ, Н. Н. Горюновой, Г. Ц. Лака „Голоцен Карелии".

Литориновой трансгрессии Балтики соединялись с Ладожским озером. Однако солоноводные и морские виды диатомовых, входящие в литориновый комплекс Балтики, в пределах развития водных осадков северного Приладожья отсутствуют полностью (см. сводн. список, гр. 18). В составе ископаемой диатомовой флоры отложений Ладожского озера не наблюдается также смена одних экологических комплексов другими, что говорит о постоянстве физико-химического режима водоема. Скорее всего, Литориновое море Балтики не соединялось с Ладожским озером, и последнее в течение всего послеледникового периода было пресным и замкнутым водоемом* (Лак, 1954, 1957).

Правильность этого вывода подтверждается результатами более поздних исследований К. К. Маркова (1949) в окрестностях южного побережья Ладожского озера. Здесь отложения приледникового озера перекрываются непосредственно песками Ладожской трансгрессии. Следовательно, всякие следы отложений, которые можно было бы принять за иольдиевые или литориновые, здесь отсутствуют.

Морские отложения, содержащие хорошо развитую морскую диатомовую флору, были обнаружены на севере Карелии только в окрестностях ст. Лоухи и ст. Сумпосад (см. сводн. список, гр. 8, 9). Результатами палинологических исследований установлен их послеледниковый возраст (Бискэ и Лак, 1956).

До настоящего времени большинство геологов, работающих на территории северной Карелии, придерживаются концепции С. В. Эпштейна (1941), М. А. Лавровой (1947) и некоторых других исследователей о широком распространении позднe- и послеледниковых трансгрессий Белого моря. В частности, водные осадки, представленные глинами и песками, залегающими в окрестностях озер Пяозеро и Топозеро и вдоль рек Кумы, Кундозерки, Софьянги, Оланги и др., рассматриваются ими как морские отложения этих трансгрессий. Подобное мнение не соответствует истине и основано на недостаточном использовании имеющегося палеонтологического материала или, как это наблюдается в некоторых случаях, на неправильном толковании данных палеофлористических анализов.

Результатами диатомового анализа установлено озерное происхождение водных осадков, залегающих в окрестностях вышеназванных озер и рек (см. сводн. список, гр. 10—13) и, следовательно, вывод об их предполагаемом морском генезисе совершенно не находит своего подтверждения. Ошибочным оказалось также и мнение А. Клеве-Эйлер (1946—1948) о существовании в позднеледниковое время на территории северной Карелии и Финляндии широкого морского пролива, соединявшего Белое море с Ботническим заливом Балтики. В настоящее время известно, что непосредственно на озерно-ледниковых осадках здесь залегают озерные отложения, отличающиеся ярко выраженной пресноводной диатомовой флорой при полном отсутствии в них морского элемента.

В заключение автор считает необходимым отметить, что целью настоящей работы является, в первую очередь, систематизация имеющихся результатов диатомового анализа четвертичных отложений Карелии. Предлагаемые им выводы, в ряде случаев, касаются дискуссионных вопросов и вынесены в порядке обсуждения.

* Сомнения о возможности соединения Ладожского озера с Балтийским морем в литориновое время было высказано также и В. С. Порецкой, производившей диатомовый анализ образцов из коллекции Г. С. Бискэ по северному Приладожью.

Сводный систематический список ископаемых диатомовых Карелии

Условные обозначения: 1—единично, 2—редко, 3—нередко, 4—часто, 5—очень часто, 6—в массе, п—пресноводный, с-п—солоноводно-пресноводный, с—солоноводный, с-м—солоноводный-морской, м—морской, эвр.—эвригалинный вид.

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Название видов	Экология вида	Левина гора, морск. межл., Лак	Повенец, морск. межл., Шешукова-Порецкая, 1955	Петрозаводск, морск. межл., Шешукова, 1939	Видлица, морск, межл., Бискэ и Лак, 1956	Онего-Беломорский водораз., морск. межл., Горецкий, 1949	Тикшеозеро, морск. межл., Черемисинова	Петрозаводск, конт. межл., Порецкий, 1939	Лоухи, морск. послелед., Бискэ и Лак, 1956	Сумпосад, морск. послелед., Лак	Кума, отлож. прилед. озер, Лак	Софьянга, отлож. прилед. озер, Лак
1	Melosira ambigua (Grun.) O. M.	п	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—
2	M. arenaria Moore	"	—	1	—	—	—	—	2	—	—	—	—
3	M. distans (Ehr.) Ktz.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	M. distans var. africana O. M.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	M. distansa v. alpigena Grun.	"	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
6	M. distans v. lirata (Ehr.) Bethge	"	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
7	M. distans v. lirata f. lacustris (Grun.) Bethge	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	M. distans v. Pfaffiana (Reinsch.) Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	M. granulata (Ehr.) Ralfs	"	—	—	—	1	—	—	4	—	—	1	1
10	M. granulata v. angustissima (O. M.) Hust.	"	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
11	M. islandica O. M.	"	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
12	M. islandica f. curvata O. M. (?)	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	M. islandica subsp. helvetica O. M.	"	—	—	1	2	—	—	6	—	1	1	1
14	M. islandica subsp. helvetica O. M. (пок. споры)	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	M. italica (Ehr.) Ktz.	"	—	1	—	1	—	—	1	—	1	1	1
16	M. italica subp. subarktica O. M.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	M. italica v. tenuissima (Grun.) O. M.	"	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—
18	M. italica v. valida (Grun.) Hust.	"	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4
19	M. Juergensii Ag.	с-м	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
20	M. moniliformis (O. M.) Ag.	"	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	M. moniliformis v. hispida Castr.	"	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	M. scabrosa Oestr.	п	—	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—
23	M. sol (Ehr.) Ktz.	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	M. sulcata (Ehr.) Ktz.	"	1	5	2	1	1	—	—	—	3	—	—

А	Б	В	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	Название видов	Экология вида	Рунозеро, отлож. прилед. озер, Лак, 1954	Топорное (р-н Лоухи), отлож. прилед. озер, Лак	Сегозеро, отлож. прилед. озер, Лак	Вооруэъярви, отлож. прилед. озер, Бискэ и Лак, 1956	Юркостров, отлож. прилед. озер, Лак, 1954	Р-н Реболы, отлож. прилед. озер, Лак	Сев. Приладожье, озерные отлож., Порецкая	Олонка, озерные отлож., Марков, Порецкий, Шляпина, 1934	Ведлозеро, озерные отлож., Мельдер, 1944	Шотозеро, озерные отлож., Бискэ и Лак, 1956	Шуя (Кондасово)., озерные отлож., Бискэ и Лак, 1956	Онего-Беломорский водораз., озерные отлож., Шешукова, 1949	Онда, озерные отлож., Шешукова, 1937	Сегозеро, озерные отлож., Шешукова, 1937	Кемь, озерные отлож., Лак	Шомбозеро, озерные отлож., Черемисинова	Куйто, озерные отлож., Лак, 1954	Ювалакша, озерные отлож., Лак, 1954	Лоухи, озерные отлож., Бискэ и Лак, 1956	Тумча, озерные отлож., Лак	Кукасозеро, озерные отлож., Лак, 1954	Коштозара, озерные отлож., Черемисинова	Хангасъярви, озерные отлож., Черемисинова	Сунские диатомиты, озерн. отлож., Лак
1	Melosira ambigua (Grun.) O. M.	п	—	1	—	—	—	—	5	4	4	1	1	—	5	1	—	—	1	1	—	2	—	—	—	6
2	M. arenaria Moore	"	1	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
3	M. distans (Ehr.) Ktz.	"	—	—	1	—	—	1	2	1	1	—	—	1	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
4	M. distans var. africana O. M.	"	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	M. distansa v. alpigena Grun.	"	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	1	5	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
6	M. distans v. lirata (Ehr.) Bethge	"	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	1	3	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
7	M. distans v. lirata f. lacustris (Grun.) Bethge	"	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	M. distans v. Pfaffiana (Reinsch.) Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	M. granulata (Ehr.) Ralfs	"	—	1	1	1	3	—	4	3	4	1	1	4	4	1	1	1	—	1	—	1	—	—	—	3
10	M. granulata v. angustissima (O. M.) Hust.	"	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	M. islandica O. M.	"	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—
12	M. islandica f. curvata O. M. (?)	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	M. islandica subsp. helvetica O. M.	"	1	1	1	1	—	1	3-5	4	3	5	4	3	1	—	1	1	1	1	—	2	1	—	—	4
14	M. islandica subsp. helvetica O. M. (пок. споры)	"	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
15	M. italica (Ehr.) Ktz.	"	—	1	—	—	1	—	5	1	1	3	4	4	5	1	—	1	1	—	1	6	1	1	—	5
16	M. italica subp. subarktica O. M.	"	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	M. italica v. tenuissima (Grun.) O. M.	"	—	—	—	—	—	—	1	3	1	—	1	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	M. italica v. valida (Grun.) Hust.	"	—	1	—	—	—	1	—	1	1	1	1	1	—	1	—	—	3	—	—	4	—	—	—	5
19	M. Juergensii Ag.	с-м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	M. moniliformis (O. M.) Ag.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	M. moniliformis v. hispida Castr.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	M. scabrosa Oestr.	п	1	1	—	1	1	1	1	—	—	1	3	3	1	1	—	—	4	1	—	4	5	—	—	—
23	M. sol (Ehr.) Ktz.	м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	M. sulcata (Ehr.) Ktz.	"	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
25	M. sulcata v. biseriata Grun.	м	—	1	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	M. sulcata v. coronata Grun.	„	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27	M. sulcata v. radiata Grun.	„	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	M. sulcata v. siberica Grun.	„	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
29	M. undulata (Ehr.) Ktz.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	6	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	2
30	M. undulata v. Normanii Arn.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	—
31	M. varians Ag.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	Podosira stelliger (Bail.) Mann.	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33	Hyalodiscus scoticus (Ktz.) Grun.	с-м	4	1	4	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	Stephanopyxis turris v. arctica Grun.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35	Thalassiosira gravida Cl. (пок.споры)	„	—	6	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36	Th. excentrica (Ehr.) Cl.	„	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37	Cyclotella antiqua W. Sm.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
38	C. bodanica Eulenst.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39	C. catenata Brun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40	C. comta (Ehr.) Ktz.	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2	1	1	1	2	1	1	—	—	1	—	1	1	4	—	—	—
41	C. comta v. oligactis (Ehr.) Grun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
42	C. Kuetzingiana Thw.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	1	1	—	—	1
43	C. Kuetzingiana v. planetophora Fricke	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
44	C. Kuetzingiana v. radiosa Fricke	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
45	C. Kuetzingiana v. Schumannii Grun.	„	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	1	3	—	—	—
46	C. Meneghiniana Ktz.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47	C. ocellata Pant.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	C. operculata v. mesoleia Grun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49	C. stelligera Cl. et Grun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	1	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50	C. quadriiuncta (Schröter) Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51	Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grun.	п-с	—	—	1	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
52	St. astrae v. minutula (Ktz.) Grun.	„	—	1	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	2	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53	St. dubius (Fricke) Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54	St. Hantzschii Grun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55	Coscinodiscus antiquus v. regularis A. Cl.	м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
56	C. apiculatus v. ambigua Grun.	„	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
57	C. bathyomphalus Cl.	„	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
58	C. concinnus W. Sm.	с-м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59	C. curvatulus Grun.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60	C. Kuetzingii A. S.	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
61	C. lacustris Grun.	эвр.	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62	C. lacustris v. septentrionalis Grun.	с-м	4	5	2	1	—	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
63	C. lineatus Ehr.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64	C. marginatus Ehr.	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
65	C. obscurus A. Cl.	„	—	4	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
66	C. radiatus Ehr.	„	—	3	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	C. Rothii v. minor Grun.	с-м	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
68	C. sublineatus Grun.	м	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
69	C. subtilis Ehr.	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
70	Stictodiscus Hardmanianus Grev. (?)	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
71	Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs	„	—	2	1	2	—	—	—	—	—	—	—
72	A. undulatus v. tamanica Jousé	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
73	Actinocyclus Ehrenbergii Ralfs	с-м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
74	A. Ehrenbergii v. crassa (W. Sm.) Hust.	„	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—
75	A. Ehrenbergii v. sparsa (Greg.) Hust.	„	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
76	Chaetoceros affinis Lauder	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
77	Ch. holsaticus Schütt.	„	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
78	Ch. mitra (Bail.) Cl.	„	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
79	Ch. subsecundus (Grun.) Hust.	„	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
80	Chaetoceros sp. sp.	„	—	—	—	1	6	—	—	—	—	—	—
81	Biddulphia aurita (Lyngb.) Breb. et Godey	с-м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
82	Isthmia nervosa Ktz.	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
83	Rhaphoneis amphiceros Ehr.	„	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
84	Tetracyclus emarginatus (Ehr.) W. Sm.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
85	T. lacustris Ralfs	„	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
86	T. lacustris v. capitata Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
87	T. lacustris v. elongata Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
88	T. lacustris v. rhombica Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
89	T. lacustris v. stumosa (Ehr.) Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
90	Rhabdonema arcuatum (Lyngb.) Ktz.	м	4	4	4	1	—	—	—	—	1	—	—
91	Rh. arcuatum f. contracta Fricke	„	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
92	Rh. arcuatum v. ventricosa Cl.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
93	Rh. minutum Ktz.	„	4	3	4	1	—	—	—	—	1	—	—
94	Rh. minutum v. sulcata Fricke	„	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
95	Rh. Torelli Cl.	„	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
96	Grammatophora angulosa Ehr.	„	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
97	Gr. angulosa v. islandica (Ehr.) Grun.	„	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
98	Gr. arctica Cl.	„	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
99	Gr. arcuata Ehr.	„	—	1	1	1	—	—	—	—	1	—	—
100	Gr. marina (Lyngb.) Ktz.	„	—	3	—	—	—	—	—	—	1	—	—
101	Gr. oceanica (Ehr.) Grun.	„	3-4	1	—	2	—	—	—	—	2	—	—
102	Gr. oceanica f. intermedia Grun.	„	—	4	—	2	—	—	—	—	—	—	—
103	Gr. oceanica v. macilenta (W. Sm.) Grun.	„	—	—	6	1	1	—	—	—	—	—	—
104	Gr. oceanica f. subtilissima (Bail.) Hust.	„	1	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—
105	Gr. serpentina (Ralfs) Ehr.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
106	Tabellaria binalis (Ehr.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
107	T. fenestrata (Lyngb.) Ktz	„	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
108	T. fenestrata v. intermedia Grun.	п	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—
109	T. flocculosa (Roth.) Ktz.	»	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
110	T. flocculosa v. Meisteri A. Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
111	Licmophora Ehrenbergii (Ktz.) Grun.	м	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
112	L. Ehrenbergii f. angustata Grun.	»	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
113	L. gracilis (Ehr.) Grun.	»	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
114	L. Oedipus (Ktz.) Grun.	»	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
115	Meridion circulare (Grev.) Ag.	п	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
116	M. circulare v. constricta (Ralfs) V. H.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
117	Diatoma elongatum (Lyngb.) Ag.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
118	D. elongatum v. tenuis (Ag.) V. H.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
119	D. hiemale (Lyngb.) Heib.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
120	D. hiemale v. mesodon (Ehr.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
121	D. vulgare v. lineare Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
122	Plagiogramma staurophorum (Greg.) Heib.	м	—	1	2	—	—	—	—	—	1	—	—
123	Dimerogramma minor (Greg.) Ralfs	»	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
124	D. minor v. nana (Greg.) V. H.	»	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
125	Opephora marina (Greg.) Petit.	»	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
126	O. Martyi Herib.	п	—	1	—	1	—	5	1	—	—	—	—
127	O. Martyi v. amphioxys Poretzky	»	—	—	—	1	1	2	1	—	—	—	—
128	Fragilaria arctica Grun.	м	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
129	F. atomus Hust.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
130	F. bicapitata A. Mayer	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
131	F. brevistriata Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
132	F. brevistriata v. inflata (Pant.) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
133	F. brevistriata v. subcapitata Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
134	F. capucina Desm.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
135	F. capucina v. mesolepta Rabh.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
136	F. constricta Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
137	F. constricta f. stricta A. Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
138	F. construens (Ehr.) Grun.	»	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
139	F. construens v. bigibba A. Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
140	F. construens v. binodis (Ehr.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
141	F. construens v. exigua (W. Sm.) Schulz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
142	F. construens v. subsalina Hust.	п-с	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
143	F. construens v. venter (Ehr.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
144	F. crotonensis Kitt.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
145	F. cylindrus Grun.	м	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
146	F. inflata (Heid.) Hust.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
147	F. intermedia Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
148	F. lapponica Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
149	F. leptostauron (Ehr.) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	2	5	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4	1	2	—	—	3	4	4	1	1	—	—	1	4	1	—	3	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	2	1	3	—	—	3	2	1	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
—	—	—	—	—	—	3	2	4	—	—	4	4	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	5
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	3	1	1	—	1	3	1	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
150	F. oceanica Cl.	м	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–
151	F. parasitica W. Sm.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
152	F. parasitica v. subconstricta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
153	F. pinnata Ehr.	„	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
154	F. pinnata v. elliptica (Schum.) Carlson	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
155	F. pinnata v. lancetulla (Schum.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
156	F. pinnata v. subconstricta?	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
157	F. virescens Ralfs	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
158	F. virescens v. capitata Oestr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
159	F. virescens v. elliptica Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
160	F. virescens v. exigua Grun.	„	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
161	F. virescens v. inflata Schulz	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
162	F. virescens v. mesolepta Schönf.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
163	F. virescens v. oblongella Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
164	F. virescens v. subsalina Grun.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
165	Synedra acus Ktz.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
166	S. acus v. radians (Ktz.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
167	S. capitata Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
168	S. capitata v. gracilis Poretzky	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
169	S. crystallina (Ag.) Ktz.	м	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
170	S. kamtschatica Grun.	„	4	2	3	1	–	–	–	–	–	–	–
171	S. parasitica (W. Sm.) Hust.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
172	S. parasitica v. subconstricta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
173	S. pulchella (Ralfs) Ktz.	эвр.	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–
174	S. rumpens Ktz.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
175	S. rumpens v. fragilarioides Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
176	S. tabulata (Ag.) Ktz.	эвр.	–	5	–	2	–	4	–	–	–	–	–
177	S. tenera W. Sm.	п	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
178	S. ulna (Nitzsch.) Ehr.	„	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
179	S. ulna v. aequalis (Ktz.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
180	S. ulna v. amphirhynchus (Ehr.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
181	S. ulna v. biceps (Ktz.) Schönf.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
182	S. ulna v. danica (Ktz.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
183	S. Vaucheriae Ktz.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
184	Thalassionema nitzschioides Grun.	м	–	6	6	1	–	–	–	–	–	–	–
185	Th. nitzschioides v. lanceolata Grun.	„	–	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–
186	Asterionella formosa Hass.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
187	Eunotia alpina (Naeg.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
188	E. arcus Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
189	E. arcus v. bidens Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
190	E. arcus v. fallax Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
191	E. biceps Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
192	E. bidentula W. Sm.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
193	E. Clevei Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	2	1	5	1	2	2	3	1	–	–	–	1	–	4	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	1	–	4	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	2	1	1	1	–	2	4	–	1	–	1	–	–	2	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	4
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	2	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	1	–	–	–	2	1	–	–	1	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
194	E. diodon Ehr.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	1
195	E. crista galli Cl.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1
196	E. exigua (Breb.) Rabh.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	3	1	—	—	—	—	1	—	—	1	1	—
197	E. exigua v. compacta Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
198	E. faba (Ehr.) Grun.	•	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	—	—	1	1	1	1	—	1	—	2	—	—	—	5	1
199	E. faba v. densestriata Oestr.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
200	E. fallax A. Cl.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
201	E. fallax v. gracillima Krasske	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
202	E. flexuosa (Breb.) Ktz.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
203	E. formica Ehr.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	2	—	—	1	2	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—
204	E. gracilis (Ehr.) Rabh.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
205	E. gracilis v. intermedia A. Mayer	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
206	E. lapponica Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—
207	E. lunaris (Ehr.) Grun.	•	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
208	E. lunaris v. capitata Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
209	E. lunaris v. subarcuata (Naeg.) Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
210	E. Meisteri Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
211	E. microcephala Krasske	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—
212	E. monodon Ehr.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	1	—	—	1	—	3	1	1	—	1	—	1	—
213	E. monodon v. major (W. Sm.) Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	1	—	—
214	E. parallela Ehr.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	1	—	1	—
215	E. pectinalis (Dillw? Ktz.) Rabh.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
216	E. pectinalis v. genuina f. curta Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
217	E. pectinalis v. impressa O. M.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
218	E. pectinalis v. incisa O. M.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
219	E. pectinalis v. minor (Ktz.) Rabh.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
220	E. pectinalis v. minor f. impressa (Ehr.) Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	4	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	2	—	—	1
221	E. pectinalis v. undulata Ralfs	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
222	E. pectinalis v. ventralis (Ehr.) Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	—	—	1	5	—	1	—	—	1	—	—	—	1	—	1
223	E. polyglyphis Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	—	—	—	1	1
224	E. praerupta Ehr.	•	—	1	—	1	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	5	—	1	1	1	—	3	2	1	1	—	1
225	E. praerupta v. bidens (W. Sm.) Grun.	•	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	1	—	1	1	1	3	1	—	—	1
226	E. praerupta v. curta Grun.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
227	E. praerupta v. inflata Grun.	•	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—	1	—	1	2	1	3	—	—	—	1
228	E. praerupta v. muscicola Boye P.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
229	E. robusta Ralfs	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	—	—	1	2	—	—	1	1
230	E. robusta v. diadema (Ehr.) Ralfs	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	1	—	—	—	—	1
231	E. robusta v. tetraodon (Ehr.) Ralfs	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	1	1	—	—	1	1	1	1	—	—	1
232	E. septentrionalis Oestr.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—
233	E. sibirica Cl.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
234	E. sudetica O. M.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
235	E. sudetica v. bidens Hust.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
236	E. suecica A. Cl.	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
237	E. tenella (Grun.) Hust.	п	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
238	E. triodon Ehr.	"	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
239	E. valida Hust.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
240	E. veneris (Ktz.) O. M.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
241	Cocconeis costata Greg.	м	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
242	C. disculus (Schum.) Cl.	п	—	1	—	1	—	—	2	—	—	—	—
243	C. disculus v. diminuta (Pant.) Sheshukova	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
244	C. distans Greg.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
245	C. finnmarchica Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
246	C. pediculus Ehr.	п-с	1	1	—	1	—	—	1	1	—	—	—
247	C. placentula Ehr.	"	1	2	—	1	—	—	—	1	—	—	—
248	C. placentula v. baicalensis Skv.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
249	C. placentula v. euglypta (Ehr.) Cl.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
250	C. placentula v. intermedia (Herib.) Cl.	"	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
251	C. placentula v. klinoraphis Geitler	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
252	C. placentula v. lineata (Ehr.) Cl.	"	—	1	—	—	—	—	—	1	1	—	—
253	C. placentula v. trilineata Cl.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
254	C. scutellum Ehr.	с-м	2	2	1	1	1	—	—	—	—	—	—
255	C. scutellum v. minutissima Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
256	C. scutellum v. parva Grun.	"	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
257	C. scutellum v. stauroneiformis Grun.	"	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
258	C. suecica A. Cl.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
259	C. thumensis A. Mayer	"	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
260	Eucocconeis flexella Ktz.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
261	E. flexella v. alpestris Brun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
262	E. onegensis Wisl. et Kolbe	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
263	Achnanthes affinis Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
264	A. arctica Cl.	м	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
265	A. Biasolettiana (Ktz.) Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
266	A. borealis A. Cl.	п	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
267	A. calcar Cl.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
268	A. Clevei Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
269	A. Clevei v. rostrata Hust.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
270	A. conspicua A. Mayer	"	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—
271	A. conspicua v. brevistriata Hust.	"	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
272	A. dispar Cl.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
273	A. exigua Grun.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
274	A. exigua v. heterovalvata Krasske	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
275	A. exilis Ktz.	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
276	A. groenlandica (Cl.) Grun.	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
277	A. Hauckiana Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
278	A. hungarica Grun.	"	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
279	A. lanceolata (Breb.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	1	1	—	1	—	—	1	1	1	1	—	1	2	2	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	1	—
1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	1	2	—	—	1	—	1
—	—	—	—	—	—	3	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	1	—	—	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	4	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	1	3	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	3	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
280	A. lanceolata v. elliptica Cl.	п	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
281	A. lanceolata v. elliptica f. minor Schulz	»	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
282	A. lanceolata v. Haynaldii (Schaar.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
283	A. lanceolata v. rostrata (Oestr.) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
284	A. lapidosa v. lanceolata Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
285	A. Levanderi v. helvetica Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
286	A. linearis v. pusilla Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
287	A. microcephala (Ktz.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
288	A. minutissima Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
289	A. minutissima v. cryptocephala Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
290	A. nodosa A. Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
291	A. Oestrupii (A. Cl.) Hust.	»	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
292	A. Peragalloi Brun. et Herib.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
293	A. septata A. Cl.	м	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
294	A. Suchlandtii Hust.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
295	Rhoicosphenia curvata (Ktz.) Grun.	п-с	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—
296	Diploneis borealis (Grun.) Cl.	м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
297	D. chersonensis (Grun.) Cl.	»	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
298	D. didyma (Ehr.) Cl.	с-м	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
299	D. domblittensis (Grun.) Cl.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
300	D. domblittensis v. incisa Poretzky	п-с	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
301	D. domblittensis v. subconstricta A. Cl	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
302	D. elliptica (Ktz.) Cl.	»	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
303	D. elliptica v. ladogensis Cl.	»	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
304	D. elliptica v. ostracodarum (Pant.) Cl.	»	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
305	D. finnica (Ehr.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
306	D. finnica v. Clevei (Font.) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
307	D. fusca (Greg.) Cl.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
308	D. interrupta (Ktz.) Cl.	с-м	1	1	1	1	—	1	—	—	—	—	—
309	D. marginestriata Hust.	п	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
310	D. mediterranea (Grun.) Hust.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
311	D. oculata (Breb.) Cl.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
312	D. ovalis (Hilse) Cl.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
313	D. ovalis v. oblongella (Naeg.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
314	D. parma Cl.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
315	D. puella (Schum.) Cl.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
316	D. Schmidtii Cl.	м	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—
317	D. Smithii (Breb.) Cl.	с-м	—	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—
318	D. Smithii v. borealis Grun.	»	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
319	D. Smithii v. pumila (Grun.) Hust.	»	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
320	D. Smithii v. rhombica Mer.	»	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—
321	D. Stroemii Hust.	м	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	—	1	—	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	1	1	—	1	1	—	—	—	1	2	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	1	—	1	1	—	1	1	—	—	1	—	—	3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
322	D. subovalis Cl.	п	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
323	D. subovalis v. baicalensis Skv.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
324	Frustulia rhomboides (Ehr.) D. T.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	1	1	–	–	–	1	–	–	–	1	1	1	1	–
325	F. rhomboides v. amphipleuroides Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
326	F. rhomboides f. capitata A. Mayer	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
327	F. rhomboides v. saxonica Rabh.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	2	2
328	F. rhomboides v. saxonica f. undulata Hust.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–
329	F. vulgaris Thw.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
330	Anomoeoneis exilis (Ktz.) Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
331	A. serians (Breb.) Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	2	–	–	–	–	1
332	A. serians v. brachysira (Breb.) Hust.	"	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–
333	A. serians v. thermalis (Grun.) Hust.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–
334	A. sphaerophora v. polygramma (Ehr.) O. M.	с	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
335	A. zellensis (Grun.) Cl.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
336	A. zellensis v. linearis Hust.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
337	Stauroneis acuta W. Sm.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
338	S. anceps Ehr.	"	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	1	1	1	1	–	–	1	–	–	1	1	–	1
339	S. anceps f. gracilis (Ehr.) Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
340	S. anceps v. hyalina Brun. et Perag.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
341	S. anceps f. linearis (Ehr.) Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
342	S. dilatata Ehr.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
343	S. legumen Ehr.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
344	S. parvula Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–
345	S. parvula v. producta Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
346	S. parvula v. prominula Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
347	S. phoenicenteron Ehr.	"	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	2	1	–	1	1	–	1	–	1	2	1	1	1	–	–	3
348	S. phoenicenteron v. amphilepta (Ehr.) Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
349	S. pygmaea Krieg.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
350	S. Smithii Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
351	S. Smithii v. incisa Pant.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
352	S. Smithii v. karelica Wisl. et Kolbe	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
353	Navicula abrupta Greg.	м	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
354	N. americana Ehr.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
355	N. amphibola Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	1	1	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
356	N. amygdalina Hust.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
357	N. anglica Ralfs	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1
358	N. anglica v. minuta Cl.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
359	N. anglica v. subsalsa Grun.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
360	N. atomus (Naeg.) Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
361	N. bacilliformis Grun.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
362	N. bacilliformis v. subcapitata Oestr.	"	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
363	N. bacillum Ehr.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
364	N. bacillum v. Gregoriana Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
365	N. bacillum v. minor f. trinodis Boye P.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
366	N. bituminosa v. stauroptera Pant.	с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
367	N. cincta (Ehr.) Ktz.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
368	N. cocconeiformis Greg.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
369	N. costulata Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
370	N. cryptocephala Ktz.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
371	N. cryptocephala v. exilis (Ktz.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
372	N. cryptocephala v. intermedia Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
373	N. cryptocephala v. veneta (Ktz.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
374	N. cuspidata Ktz.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
375	N. cuspidata v. ambigua (Ehr.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
376	N. dicephala (Ehr.) W. Sm.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
377	N. dicephala v. neglecta (Krasske) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
378	N. diluviana Krasske	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
379	N. distans W. Sm.	м	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
380	N. exigua (Greg.) O. M.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
381	N. fuscula v. minor Hust.*	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
382	N. gastrum Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
383	N. gastrum v. exigua Greg.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
384	N. gracilis Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
385	N. Gregaria Donk.	эвр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
386	N. Grevillei Ag.	м	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
387	N. hasta Pant.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
388	N. Heufleriana (Grun.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
389	N. hungarica Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
390	N. hungarica v. capitata Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
391	N. hungarica v. Lüneburgensis Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
392	N. Hustedtii Krasske	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
393	N. inflexa Greg.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
394	N. Järnefeltii Hust.	п	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
395	N. Jentzschii Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
396	N. Kotschyi Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
397	N. lacustris Greg.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	1
398	N. lacustris v. apiculata Oestr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
399	N. lanceolata (Ag.) Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—
400	N. lanceolata v. cymbula (Donk.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
401	N. laterostrata Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
402	N. latissima v. elongata Pant.	м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
403	N. lucidula Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
404	N. lyra v. subelliptica Cl.	м	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Синоним, см. название формы № 441.

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
405	N. menisculus Schum.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
406	N. menisculus v. meniscus (Schum.) Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
407	N. mutica Ktz.	»	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
408	N. mutica v. Cohnii (Hilse) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
409	N. palpebralis Breb.	м	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
410	N. pelliculosa (Breb.) Hilse	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
411	N. peregrina (Ehr.) Ktz.	с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
412	N. peregrina v. kefvingensis (Ehr.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
413	N. placentula (Ehr.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
414	N. placentula f. minuta Boye P.	»	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
415	N. placentula f. rostrata A. Mayer	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
416	N. platystoma v. Pantoczekii Wisl. et Kolbe	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
417	N. protracta Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
418	N. pseudoscutiformis Hust.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
419	N. pupula Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
420	N. pupula v. capitata Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
421	N. pupula v. elliptica Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
422	N. pupula v. rectangularis Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
423	N. pupula v. rostrata Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
424	N. pusilla W. Sm.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
425	N. radiosa Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1
426	N. radiosa v. tenella (Breb.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
427	N. Reinhardtii Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
428	N. Reinhardtii f. gracilior Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
429	N. rhynchocephala Ktz.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
430	N. Rotaeana (Rabh.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
431	N. Rotaeana v. exentrica Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
432	N. rostellata Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
433	N. salinarum Grun.	с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
434	N. salinarum v. intermedia Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
435	N. scutelloides W. Sm.	п	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
436	N. scutelloides v. minutissima Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
437	N. scutiformis Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
438	N. seminulum Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
439	N. subtilissima Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
440	N. tuscula (Ehr.) Grun.	»	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
441	N. tuscula f. minor Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
442	N. verescunda Hust.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443	N. viridula Ktz.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
444	N. viridula v. rostellata Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
445	N. viridula v. slesvicensis Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
446	N. vulpina Ktz.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
447	Pinnularia acrosphaeria Breb.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
448	P. appendiculata (Ag.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
449	P. appendiculata v. budensis Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
450	P. Balfouriana Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
451	P. bogotensis Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
452	P. borealis Ehr.	„	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1
453	P. Braunii (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
454	P. Braunii v. amphicephala (A. Mayer) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
455	P. Brebissonii Ktz.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
456	P. Brebissonii v. diminuta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
457	P. brevicostata Cl.	„	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
458	P. brevicostata v. leptostauron Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
459	P. cardinalis (Ehr.) W. Sm.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
460	P. dactylus Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
461	P. distinguenda Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
462	P. divergens W. Sm.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
463	P. divergentissima (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
464	P. esox Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
465	P. fasciata (Lagrst.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
466	P. gentilis (Donk.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
467	P. gibba Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
468	P. gibba v. linearis Hust.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
469	P. gibba v. parva (Ehr.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
470	P. gibba f. subundulata A. Mayer	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
471	P. gracillima Greg.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
472	P. hemiptera (Ktz.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
473	P. hemiptera v. inconstans (A. Mayer) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
474	P. intermedia (Lagrst.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
475	P. interrupta W. Sm.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
476	P. interrupta v. stauroneiformis Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
477	P. isostauron Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
478	P. karelica Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
479	P. lata (Breb.) W. Sm.	„	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
480	P. legumen Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
481	P. leptosoma (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
482	P. macilenta (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
483	P. major (Ktz.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
484	P. major v. hyalina (Hust.) Skv.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
485	major v. linearis Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
486	major v. transversa A. S.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
487	nesolepta (Ehr.) W. Sm.	„	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
488	nesolepta v. stauroneiformis Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	3	2	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	1	1	–	1	–	1	1	1	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	1	–	1	1	1	1	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	1	–	1	1	1	1	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	1	–	1	2	–	–	–	–	–	2
–	–	–	–	–	–	2	–	1	1	–	1	1	–	–	–	1	–	–	–	1	–	1	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	2
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
–	–	–	–	–	–	2	–	1	1	–	1	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	2	–	–	–	1	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	3	1	1	1	1	2	–	1	2	1	1	3	–	–	4
–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	1	–	–	1	–	1	–	1	–	–	1
–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
489	P. microstauron (Ehr.) Cl.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	1	1	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	2
490	P. microstauron v. ambigua Meist.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
491	P. microstauron f. biundulata O. M.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
492	P. microstauron v. Brébissonii (Ktz.) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
493	P. microstauron f. diminuta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
494	P. molaris Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
495	P. nobilis Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	2	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	2
496	P. nodosa Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	1	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1
497	P. nodosa v. Palibinii Poretzky	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
498	P. pectinalis v. rostrata Skv.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
499	P. petsamoensis Mölder	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
500	P. platycephala (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
501	P. polyonca (Breb.) O. M.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
502	P. stauroptera (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–
503	P. stomatophora Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
504	P. streptoraphe Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	1	–	1	–	–	–
505	P. subcapitata Greg.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1
506	P. subcapitata v. Hilseana (Jan.) O. M.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	2
507	P. sublinearis (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–
508	P. subsolaris Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
509	P. undulata Greg.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	1	°	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
510	P. viridis (Nitzsch.) Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	1	1	2	–	1	–	1	1	–	1	–	–	1	1	1	–	1
511	P. viridis v. commutata Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
512	P. viridis v. fallax Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
513	P. viridis v. intermedia Cl.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
514	P. viridis v. leptogongyla (Ehr.? Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
515	P. viridis v. semicruciata Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
516	P. viridis v. sudetica (Hilse) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	1	–	–	–	1	3	1	–	1	–	–	–
517	Neidium affine (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
518	N. affine v. amphirhynchus (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1
519	N. affine f. capitata Skv. et Meyer	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
520	N. affine v. longiceps (Greg.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
521	N. bisulcatum (Lagrst.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
522	N. bisulcatum f. undulata O. M.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
523	N. dilatatum (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3
524	N. dubium (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
525	N. Hitchcockii (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
526	N. iridis (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
527	N. iridis v. amphigomphus (Ehr.) V. H.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
528	N. iridis v. ampliata (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
529	N. iridis f. vernalis Reich.	„	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
530	N. productum (W. Sm.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
531	Caloneis alpestris Cl.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
532	C. alpestris v. inflata Pant.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
533	C. bacillum (Grun.) Mer.	„	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
534	C. bacillum v. lancettula (Schulz) Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
535	C. Clevei Lagrst.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
536	C. formosa (Greg.) Cl.	с-м	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
537	C. ladogensis Cl.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
538	C. obtusa (W. Sm.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–	–	–
539	C. pulchra Messik.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
540	C. Schroederi Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
541	C. Schumanniana (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
542	C. Schumanniana v. biconstricta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
543	C. Schumanniana v. lancettula Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
544	C. silicula (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	4	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–	1
545	C. silicula v. alpina Cl.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
546	C. silicula v. genuina Cl.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
547	C. silicula v. gibberula (Ktz.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
548	C. silicula v. minuta Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
549	C. silicula v. truncatula Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
550	C. silicula v. tumida Hust.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
551	C. silicula v. ventricosa (Ehr.) Donk.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
552	Gyrosigma acuminatum (Ktz.) Rabh.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	2	–	2	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–
553	G. acuminatum v. gallica Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
554	G. attenuatum (Ktz.) Rabh.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–
555	G. Kuetzingii (Grun.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
556	G. Spenceri (W. Sm.) Cl.	с	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
557	Amphiprora ornata Bail.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
558	Amphora mexicana v. major A. Cl.	м	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
559	A. ovalis Ktz.	п	–	1	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	6	3	2	–	1	–	1	–	–	–	–	1	1	–	–	1
560	A. ovalis v. gracilis Ehr.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
561	A. ovalis v. libyca Ehr.	„	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–
562	A. ovalis v. pediculus Ktz.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
563	A. perpusilla Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
564	Cymbella aequalis W. Sm.	„	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
565	C. affinis Ktz.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
566	C. amphicephala Naeg.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
567	C. amphioxys (Ktz.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
568	C. angustata (W. Sm.) Cl.	„	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
569	C. aspera (Ehr.) Cl.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	2	1	–	1	1	–	1	–	1	3	–	1	1	1	–	2
570	C. austriaca Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
571	C. Cesatii (Rabh.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	1	–	1
572	C. cistula (Hempr.) Grun.	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	–	–	1	–	–	1	–	–	1	–	–	1
573	V. H. C. cistula v. maculata (Ktz.)	„	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	1

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
574	C. cuspidata Ktz.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	1	1	–	–	1	–	–	–	1	–	–	1
575	C. cymbiformis (Ag.? Ktz.) V. H.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	1	1	–	1	3	1	1	1	–	–	–
576	C. dilicatula Ktz.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–
577	C. dilicatula v. siberica Scheshukova	•	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
578	C. gracilis (Rabh.) Cl.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
579	C. Ehrenbergii Ktz.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
580	C. Hauckii V. H.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
581	C. hebridica (Greg.) Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	1	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–
582	C. helvetica Ktz.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	–	1	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–
583	C. heteropleura Ehr.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
584	C. incerta Grun.	•	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
585	C. lacustris (Ag.) Cl.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
586	C. lanceolata (Ehr.) V. H.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	1	1	–	–	–	–	–	1	1	–	–
587	C. leptoceros (Ehr.) Grun.	•	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
588	C. microcephala Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
589	C. naviculiformis Auersw.	•	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	1	1	–	1	2	–	1	1	–	–	2
590	C. obtusiuscula (Ktz.) Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
591	C. parva (W. Sm.) Cl.	•	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
592	C. parvula Krasske	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
593	C. prostrata (Berk.) Cl.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
594	C. pusilla Grun.	•	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
595	C. Reinhardtii Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
596	C. sinuata Greg.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
597	C. sinuata v. antigua Sheshukova	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
598	C. tumida (Breb.) V. H.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
599	C. turgida (Greg.) Cl.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	1	–	1	–	–	2	1	1	1	–	–	1
600	C. turgidula Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
601	C. ventricosa Ktz.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	1	–	–	–	1	–	1	–	1	–	1
602	C. ventricosa v. ovata Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–
603	Didymosphenia geminata (Lyngb.) M. Schm.	•	1	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
604	Gomphonema abbreviatum Ag.? Ktz.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
605	G. acuminatum Ehr.	•	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	1	1	1	–	1	1	–	1	–	–	1	–	1	–	1	–	–
606	G. acuminatum v. Brebissonii (Ktz.) Cl.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	1	1	1	–	–	–	1	–	–	–	–	1
607	G. acuminatum v. coronatum (Ehr.) W. Sm.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	1	1	–	–	–	–	1	–	1	3	1	–	–	–	–	2
608	G. acuminatum v. elongatum W. Sm.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
609	G. acuminatum v. trigonocephalum (Ehr.) Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
610	G. acuminatum v. turris (Ehr.) Cl.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
611	G. angustatum (Ktz.) Rabh.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	–	1	–	–	–	1	1	–	1	–	–
612	G. angustatum v. lineare Hust.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
613	G. angustatum v. productum Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
614	G. angustatum v. sarcophagus (Greg.) Grun.	•	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
615	G. augur Ehr.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
616	G. augur v. Gautieri V. H.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
617	G. augur v. insignis (Greg.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
618	G. bohemicum Reich. et Fricke	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
619	G. constrictum Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
620	G. constrictum v. capitatum (Ehr.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
621	G. constrictum v. capitatum f. curtum Fricke	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
622	G. costulatum Jasnitsky	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
623	G. geminatum Lyngb.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
624	G. gracile Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
625	G. gracile v. auritum (A. Braun) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
626	G. gracile v. lanceolatum Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
627	G. intricatum Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
628	G. intricatum v. dichotomum (Ktz.) Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
629	G. intricatum v. pumilum Grun.	»	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
630	G. intricatum v. vibrio (Ehr.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
631	G. lanceolatum Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
632	G. lanceolatum v. insigne (Greg.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
633	G. longiceps Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
634	G. longiceps v. montanum (Schum.) Cl.*	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
635	G. longiceps v. montanum f. suecicum Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
636	G. longiceps v. subclavatum Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
637	G. olivaceum (Lyngh.) Ktz.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
638	G. olivaceum v. calcareum Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
639	G. parvulum v. subellipticum Cl.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
640	G. sphaerophorum Ehr.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
641	G. subclavatum Grun.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
642	G. subclavatum v. montanum Cl.*	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
643	G. parvulum (Ktz.) Grun.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
644	G. subtile Ehr.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
645	G. subtile v. sagittum (Schum.) Cl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
646	G. quadripunctatum (Oestr.) Wisl.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
647	G. ventricosum Greg.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
648	Epithemia argus Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
649	E. argus v. alpestris Grun.	»	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
650	E. Ehrenbergii Pant.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
651	E. Hyndmannii W. Sm.	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
652	E. sorex Ktz.	»	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
653	E. turgida (Ehr.) Ktz.	п-с	—	3	1	1	—	—	1	—	—	—	—

* Синонимы

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	—	1	—	—	1	—	—	2	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	1	—	—	1	1	—	—	1	—	4	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	1	1	1	1	1	1	1	—	1	—	1	1	—	1	—	—	—	—

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
654	E. turgida v. capitata Fricke	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
655	E. turgida v. granulata (Ehr.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
656	E. zebra (Ehr.) Ktz.	»	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–
657	E. zebra v. porcellus (Ktz.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
658	E. zebra v. saxonica (Ktz.) Grun.	»	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–
659	Rhopalodia gibba (Ehr.) O. M.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
660	Rh. gibba v. ventricosa (Ehr.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
661	Rh. gibberula (Ehr.) O. M.	эвр.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
662	Rh. parallela Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
663	Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
664	H. amphioxys f. capitata O. M.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
665	H. amphioxys v. major Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
666	H. amphioxys v. vivax (Hantzch.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
667	H. elongata (Hantzsch.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
668	Nitzschia acuminata (W. Sm.) Grun.	с	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
669	N. amphibia Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
670	N. angustata (W. Sm.) Grun.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
671	N. angustata v. acuta Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
672	N. commutata Grun.	с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
673	N. denticula Grun.	п	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–
674	N. dissipata (Ktz.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
675	N. fasciculata Grun.	с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
676	N. filiformis (W. Sm.) Hust.	»	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
677	N. fonticola Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
678	N. frustulum (Ktz.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
679	N. frustulum v. perminuta Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
680	N. frustulum v. perpusilla (Rabh.) Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
681	N. hungarica Grun.	эвр.	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
682	N. Lorenziana v. subtilis Grun.	с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
683	N. microcephala Grun.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
684	N. navicularis (Breb.) Grun.	с	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–
685	N. palea (Ktz.) W. Sm.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
686	N. palea v. capitata Wisl. et Poretzky	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
687	N. punctata (W. Sm.) Grun.	с	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
688	N. punctata v. elongata Grun.	»	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–
689	N. recta Hantzsch.	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
690	N. sigma (Ktz.) W. Sm.	с	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–
691	N. sigmoidea (Ehr.) W. Sm.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
692	N. spectabilis (Ehr.) Ralfs	п	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
693	N. spectabilis v. victoriae Grun.	»	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
694	N. tryblionella Hantzsch.	п-с	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
695	N. vermicularis (Ktz.) Grun.	п	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
696	Cymatopleura elliptica (Breb.) W. Sm.	п-с	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	1	1	–	1	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	2	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	1	–	–	1	–	–	–	1	5	1	–	–	1
–	–	–	–	–	–	1	–	2	1	–	1	1	1	1	1	–	2	–	3	–	1	–	1
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	1	1	–	1	1	1	3	–	4	1	1	–	–
1	–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	1	1	1	1	–	1	1	–	1	–	1	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	1	1	1	4	–	1	1	1	–	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–	–	1	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–

А	Б	В	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
697	C. elliptica v. hibernica (W. Sm.) Hust.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
698	C. elliptica v. nobilis (Hantzsch.) Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
699	C. solea (Breb.) W. Sm.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
700	C. solea v. apiculata (W. Sm.) Ralfs	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
701	Surirella angustata Ktz.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
702	S. biseriata v. bifrons (Ehr.) Hust.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
703	S. Capronii Breb.	п-с	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
704	S. elegans Ehr.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
705	S. gracilis (W. Sm.) Grun.	п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
706	S. linearis W. Sm.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
707	S. linearis v. constricta (Ehr.) Grun.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
708	S. linearis v. helvetica (Brun.) Meist.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
709	S. ovata Ktz.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
710	S. robusta Ehr.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
711	S. robusta v. splendida Ehr.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
712	S. saxonica Auersw.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
713	S. tenera Greg.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
714	S. tenera v. nervosa A. S.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
715	S. turgida W. Sm.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
716	Campylodiscus noricus Ehr.	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
717	C. noricus v. hibernicus (Ehr.) Grun.	„	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
	Silicoflagellatae												
718	Distephanus speculum (Ehr.) Haeckel.	м	2	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—
719	Ebria tripartita (Schum.) Lemm.	„	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ЛИТЕРАТУРА

Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц. 1956. Позднеледниковые морские отложения Карело-Финской ССР. Труды Карело-Финского филиала АН СССР, вып. 3.

Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц. 1958. Межледниковые отложения Карелии. Печатается в настоящем выпуске.

Горецкий Г. И. 1949. Карельское межледниковое море. Вопросы географии, 12.

Лаврова М. А. 1946. О географических пределах распространения Бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 37.

Лаврова М. А. 1947. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. Изв. Всес. Геогр. об-ва, вып. 1, т. 79.

Лаврова М. А. 1948. О Балтийско-Беломорском межледниковом соединении. Труды II Всесоюзн. Геогр. съезда, т. II.

Лак Г. Ц. 1954. Диатомовые четвертичных отложений Западной Карелии. Изд. АН СССР, Л.

Лак Г. Ц. 1957. Современные и ископаемые диатомовые Онего-Ладожского перешейка. Печатается в настоящем выпуске.

Марков К. К., Порецкий В. С. и Шляпина Е. В. 1934. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер. Труды ком. по изуч. четв. пер., т. IV, вып. I.

Марков К. К. 1949. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. Вопросы географии, 12.

Порецкий В. С., Жузе А. П., Шешукова В. С. 1933. Диатомовые позднe- и послеледниковых отложений северо-западной части Ленобласти. Труды II межд. конференции по изуч. четв. пер. Европы, 3.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Порецкий В. С. „Загадка" Петрозаводского морского постплиоцена К. А. Волосовича. Изв. Всес. Геогр. об-ва, 71, 5.

Шешукова В. С. 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений Центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних. Труды ком. по изуч. четв. пер., № 5, 1.

Шешукова В. С. 1939. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска. Труды сов. секц. по изучен. четв. пер. Европы, в. IV.

Шешукова В. С. 1949. Диатомовые водоросли иловых отложений и подстилающих их глин из озер Онего-Беломорского водораздела. Тр. Ленингр. об-ва естеств., LXIX, 3.

Шешукова-Порецкая В. С. 1955. Диатомовые водоросли морских межморенных отложений Европейской части СССР. Ученые записки ЛГУ, сер. биолог. наук, вып. 40.

Эпштейн С. В. 1941. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в северной Карелии. Труды сов. секц. Междун. ассоц. по изуч. четв. пер., т. V.

Aario J. 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, 3.

Cleve-Euler A. 1946—1948. Zur Geographie der Eiszeit und zur spätglazialer Entwicklung des Nordens, besonders Schonens. Bull. geol. Instit. Upsala, XXXII.

Mölder K. 1944. Die Entwicklungsgeschichte des Sees Vieljärvi in Ostkarelien und die Klimaschwankung im Lichte der fossilen Diatomeenfunde aus den Seesedimenten. Bull. Comm. geol. Finl, 132.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1959

В. А. СОКОЛОВ

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИОНЕЖЬЯ

В строении верхнекарельского по возрасту Прионежского синклинория наряду с кварцитами, песчано-глинистыми, кремнистыми, шунгитовыми и другими сланцами, а также основными породами принимают участие разнообразные по составу карбонатные породы, которые были предметом изучения автора по теме Карельского филиала АН СССР («Карбонатные породы КФССР») в 1951—1953 гг. Названные породы, более известные в литературе под названием «олонецких» и «белогорских мраморов» (Тимофеев, 1920, 1935), развиты в западном и восточном крыльях, в замковой части и во внутренней части синклинория. При этом состав карбонатных, а также подстилающих и покрывающих их пород в разных участках синклинория не остается постоянным, что может быть объяснено различными структурно-фациальными условиями зон карбонатонакопления.

Значительная роль карбонатных пород в составе верхнекарельских образований республики (и в частности Прионежского синклинория), а также практическое значение отдельных горизонтов этих пород (строительный материал, сырье для производства вяжущих материалов, для известкования почв и пр.) приводят к необходимости рассмотреть вопрос о структурно-фациальных типах разрезов карбонатных пород для Прионежья. Освещению этого вопроса и посвящена настоящая статья, представляющая краткое изложение тех предварительных выводов, к которым приходит автор на основании фактических материалов по описываемой территории.

На данном этапе изучения можно наметить, по крайней мере, следующие три структурно-фациальных типа разрезов карбонатных и сопутствующих им пород, развитых в Прионежье:

I — тип внешних синклинальных прогибов;
II — тип краевой части синклинория, с подтипами:
а) западного крыла синклинория,
б) восточного крыла синклинория;
III — тип внутренней части синклинория.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

Тип внешних синклинальных прогибов

Сложность строения Прионежского синклинория и наличие в его северо-западной (замковой) части нескольких, разных по величине, синклинальных прогибов отмечалось рядом геологов (Харитонов, 1936; Гилярова, 1948 и др.). Такие синклинальные прогибы, открытые в сто-

рону собственно синклинория и замыкающиеся в противоположном направлении, располагаются: северо-западнее Медвежьегорска, примерно, по течению реки Кумсы (Кумсинский синклинальный прогиб); севернее озера Лижмозера вдоль р. Ялгамки (Ялгамский прогиб); севернее д. Святнаволок (Святнаволоцкий прогиб); южнее д. Койкары (Койкарский прогиб) и т. д. (рис. 1). В ядрах всех названных синкли-

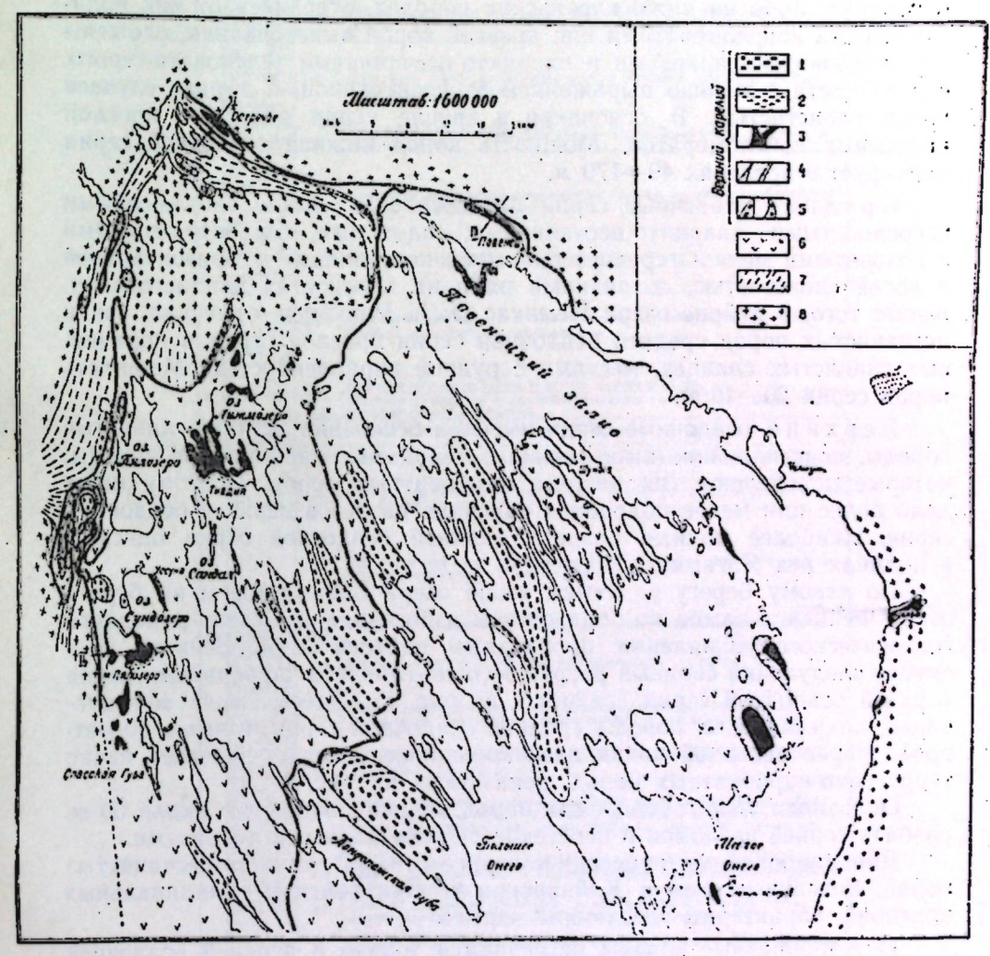


Рис. 1. Геологическая схема северного Прионежья:
1. Комплекс глинисто-кремнистых сланцев, туффитов, туфов. 2. Комплекс глинистых, песчано-глинистых, шунгитовых, мергелистых и других сланцев (частью шунгиты и черные доломиты). 3. Комплекс карбонатных пород (площади распространения). 4. Кварциты, кварцито-песчаники, частью глинистые и песчано-глинистые сланцы. 5. Основные породы. 6. Полимиктовые конгломераты. 7. Нижнекарельские породы. 8. Гнейсо-гранитное основание

нальных прогибов известны карбонатные породы, которые венчают здесь разрез верхнекарельских образований. Осадочные породы, заполняющие синклинальные прогибы, образуют, как правило, три серии осадков, отделенных друг от друга перерывами в осадконакоплении. Последние обычно фиксируются по прослоям кварцевых конгломератов

в основании и кровле серий. На контактах осадочных серий обычно располагаются пласты основных пород.

Разрезы двух нижних осадочных серий описывались В. М. Тимофеевым (1935), Л. Я. Харитоновым (1936), М. А. Гиляровой (1948) и др., а поэтому ниже дается лишь общая характеристика этих отложений из названных выше синклинальных прогибов.

Нижние осадочные серии, залегающие либо на гнейсо-гранитном основании, либо на нижнекарельских породах, отделяясь от них полимиктовыми конгломератами или древней корой выветривания, сложены разнозернистыми аркозами и кварцито-песчаниками зеленовато-серого, серого цвета с хорошо выраженной горизонтальной, а в ряде случаев косой слоистостью. В основании и кровле серии залегают прослои кварцевых конгломератов. Мощность пород нижней осадочной серии варьирует в пределах 40—170 *м*.

Средние осадочные серии представлены обычно светло-серыми косослоистыми кварцито-песчаниками; плотными серовато-зелеными и розоватыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с горизонтальной и косой слоистостью, со знаками ряби на плоскостях напластования. Кроме того, в районе озера Немикас О. А. Рийконен отмечала среди песчанистых пород средней осадочной серии прослои серых и коричневых глинистых сланцев, местами с рудной вкрапленностью. Мощность пород серии 20—40 *м*.

Верхние осадочные серии имеют в основании песчано-глинистые породы, подстилающие вышележащие терригенно-карбонатные породы, которые определяют тип разреза карбонатных пород. Поэтому ниже дано более или менее подробное описание разрезов верхней осадочной серии. Наиболее полные разрезы верхней осадочной серии описаны в долинах рек Ялгамки и Кумсы.

По левому берегу р. Кумсы выше озера Сепя-ламба и на берегу озера Фенькина-ламба по обнажениям и по канавам Северо-Западного геологического управления, пройденным партией А. А. Вейхера, был описан следующий сводный разрез песчано-глинисто-карбонатных пород верхней осадочной серии (разрез 1 на рис. 1). Здесь, выше метадиабазов, покрывающих породы средней осадочной серии, и выше 80-метровой нерасчлененной пачки песчано-глинистых пород залегает пачка терригенно-карбонатных пород, показанная на рис. 2.

Описанная толща осадочных пород, общей мощностью около 50 *м*, разбита серией разломов и пересекается интрузивными диабазами.

Для карбонатных и ассоциирующих с ними глинисто-песчанистых пород, описанных еще в Койкарском и Луканойском синклинальных прогибах, характерны следующие черты:

1) Карбонатные породы встречаются только в верхней осадочной серии и представлены разнообразными доломитами и известняками. Доломиты мергелистые и песчанистые (кварцевые) залегают среди песчано-глинистых пород, а чистые доломиты переслаиваются с известняками. Известняки залегают выше песчано-глинистых пород, связываясь с доломитами через прослои доломитовых известняков, либо имея с ними резкие контакты.

2) Генетически карбонатные породы тесно связаны с песчано-глинистыми (осадками) породами, для которых свойственно наличие различных первичных структурно-текстурных форм. В кварцитах и песчаниках: горизонтальная и косая слоистость, знаки ряби; в глинистых сланцах: четкая тонкая слоистость, трещины усыхания, заполненные песчанистым материалом.

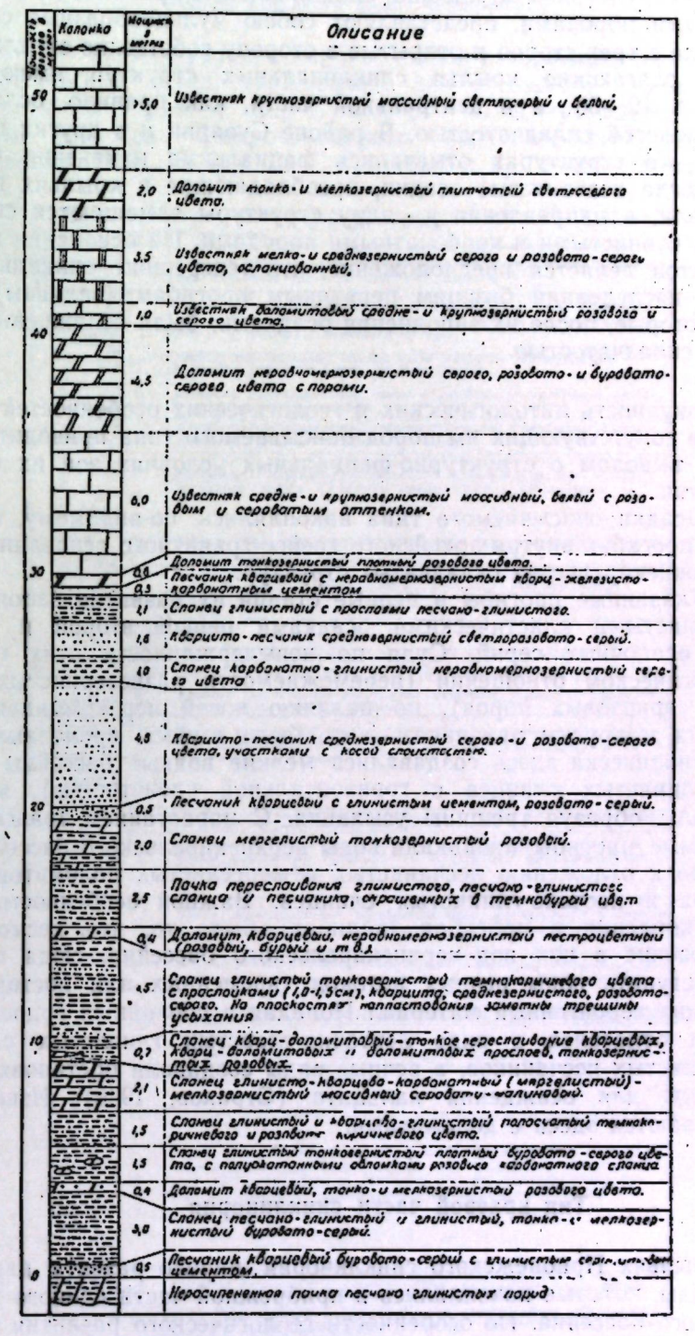


Рис. 2. Разрез терригенно-карбонатных пород по р. Кумсе

3) В структурном отношении синклинальные прогибы, заполненные описанными породами, представляют собою мульдообразные складки, замкнутые с трех сторон и открытые в сторону собственно синклинория. Породы, слагающие крылья синклинальных структур, имеют углы падения в 10—30°, а в центральной части, как правило, осложнены мелкой пологой складчатостью. В районе Суоярви и в других пунктах в таких же структурах отмечались фациальные изменения состава пород, когда песчанистые осадки, преобладающие в крыльях пологой синклинали, в направлении к ядру структуры замещаются синхронными им глинистыми и карбонатными породами. На основании названных фактов делается предположение, что теперешние синклинальные прогибы наследовали бывшим первичным прогибам (заливам) основания, которые, после их заполнения осадками, были осложнены последующей складчатостью.

Совокупность литологических и геологических особенностей карбонатных и сопутствующих им пород описываемого типа приводит к следующим выводам о структурно-фациальных условиях зон их осадконакопления.

а) Осадки описываемого типа накоплялись, по-видимому, в понижениях, прогибах внутри архейского гнейсо-гранитного основания, либо среди нижнекарельских складчатых структур.

б) Указанные прогибы в первые стадии их развития заполнялись грубозернистыми кластическими осадками первой, второй и начала третьей осадочных серий. Судя по невыдержанности этих осадков в литологическом отношении (перемежаемости разнозернистых кварцевых и аркозовых пород), по наличию косой перекрещивающейся слоистости и другим признакам — это были выносы временных потоков. Периодически здесь создавались мелкие водные бассейны (отложение глинистых сланцев с горизонтальной слоистостью), которые пересыхали, образуя трещины усыхания. С нарастанием трансгрессии в указанные прогибы проникали воды верхнекарельского бассейна, что приводило к отложению песчанистых и мергелистых доломитов среди глинистых и песчано-глинистых сланцев. Важной особенностью для осадконакопления в прогибах (заливах) было то, что, несмотря на проникновение в них вод верхнекарельского бассейна, сюда продолжали поступать воды речных потоков (временных или постоянных), приносящих терригенный материал. Попадая в спокойный водоем, этот материал отлагался в виде ленточно-слоистых глинистых сланцев, тонкозернистых песчаников, а речные воды создавали обстановку, благоприятную для осаждения кальцита (Страхов, 1948). Известняки переслаиваются здесь с доломитами.

Тип краевой части синклинория

В крыльях Прионежского синклинория широко развиты карбонатные породы, которые накоплялись в прибрежной части единого верхнекарельского бассейна. Но особенности геологического развития разных частей синклинория обусловили то, что в его западном и восточном крыльях разрезы карбонатных пород значительно отличаются друг от друга по своей литологии. Это побуждает нас в описываемом типе выделить два подтипа разрезов, а именно: подтип западного крыла и подтип восточного крыла и описывать их раздельно.

Подтип западного крыла синклинория

Наиболее полные разрезы карбонатных и вмещающих их осадочных метаморфических пород, характерных для западного крыла синклинория, описаны в районе озер Сундозеро — Пялозеро. Здесь, под руководством геологов Северо-Западного геологического управления В. В. Яковлевой, С. И. Зак, З. Т. Громовой и др., в ходе поисково-раз-

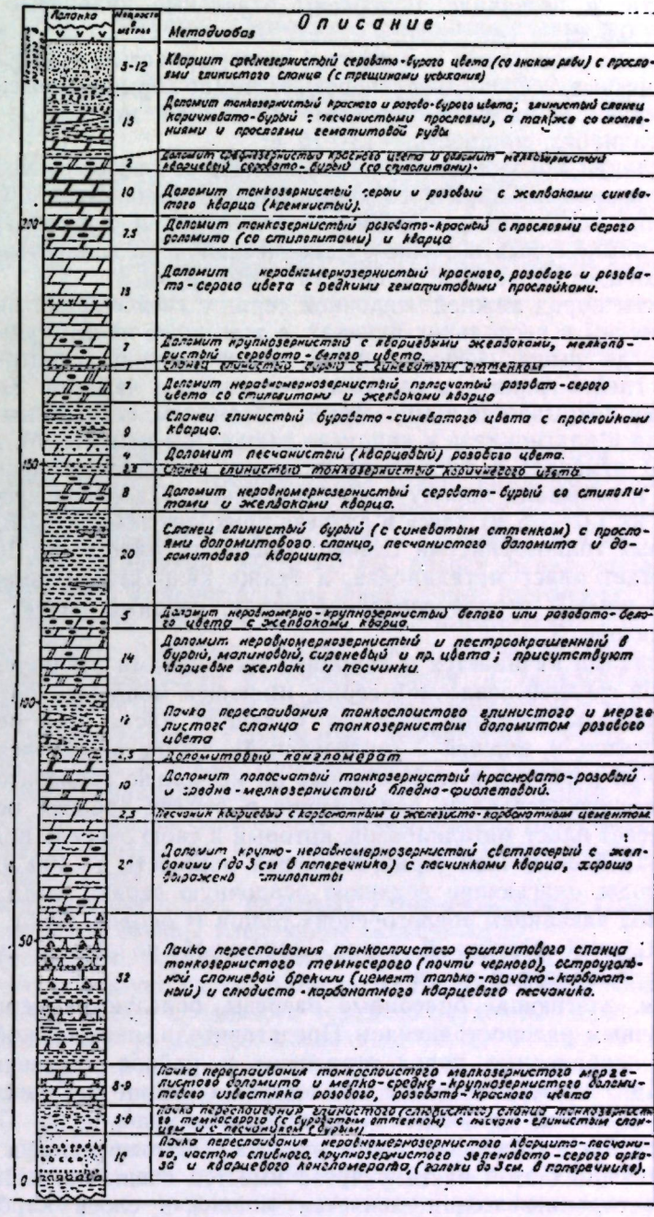


Рис. 3. Разрез средней (второй) осадочной серии в западном крыле синклинория

ведочных работ на гематит был разбурен разрез верхнекарельских пород. Наличие керна и ряда обнажений карбонатных пород позволило нам описать разрез верхнекарельских пород западного крыла синклинория, сложенного тремя осадочными сериями. На архейских гнейсо-гранитах или на породах нижнего карелия залегают представители нижней осадочной серии, имеющие следующую последовательность (снизу вверх):

1) Песчаник аркозовый среднезернистый, розовато- или зеленовато-серого цвета; в песчанике заключены отдельные кварцевые гальки, мощность — 0,5 *м*;

2) Сланцы (глинистые и туффиты) тонкозернистые, тонкослоистые, темно-коричневые, серовато-зеленоватые, темно-серые, бурые; с прослойками крупнозернистого кварцевого песчаника, мощность — 12,0 *м*;

3) Метадиабаз, мощность — 13—15 *м*;

4) Песчаник аркозовый крупнозернистый, розовато-серый, с маломощными прослоями кварцевого конгломерата, мощность — 7,0 *м*;

5) Пачка переслаивания сланцев (глинистых и туффитов) тонкозернистых, темно-серых и темно-бурых, песчаника с глинистым цементом и аркозового песчаника, мощность — 13—14 *м*.

Контакты пород нижней осадочной серии с гнейсо-гранитным основанием известны в нескольких пунктах, в том числе на Бригуннаволоке Сундозера, где выше гнейсо-гранита залегает конгломерато-брекчия с глыбами гнейсо-гранита в слюдисто-песчанистом цементе. Конгломерато-брекчия покрывается темно-серым песчаником, сложенным песчинками кварца и плагиоклаза в кварцево-слюдистом цементе. М. А. Гилярова (1948) отмечала в этих песчаниках мелкие обломки афанитового порфирита и называла породу туфо-песчаником. На смену песчаникам (мощность их 1,0—1,5 *м*) здесь в разрезе приходит темно-серый, черный и коричневый тонкозернистый сланец; мощность пласта его 10—11 *м*. Выше залегает пласт метадиабаза, а также кварцито-песчаники, подстилающие породы второй осадочной серии, сводный разрез которой приведен на рис. 3.

Песчаниками начинается и кварцито-песчаниками венчается разрез описываемой средней осадочной серии, имеющей мощность 260 *м*. Карбонатные породы, которые слагают большую часть этой осадочной серии, относятся к нижней — «пялозерской» толще комплекса карбонатных пород, разбитой в свою очередь на несколько горизонтов.

На кварцито-песчаники, залегающие в верхах средней осадочной серии, налегает пласт метадиабазов, который в свою очередь подстилает породы верхней осадочной серии, имеющей мощность до 100 *м*. Карбонатные породы, слагающие верхнюю осадочную серию, были условно выделены под названием «белогорской» толщи (Соколов, 1955). Один из разрезов верхней осадочной серии, описанной по керну скважины у д. Пялозеро, приведен на рис. 4.

Породы, слагающие описанные разрезы, пользуются неравномерным площадным распространением. Представители «пялозерской» толщи комплекса карбонатных пород встречены в районе деревень Белая Гора—Тивдия, на берегах озера Сундозеро, в районе д. Спасская Губа и в других пунктах, но везде, за исключением района д. Пялозеро, вскрываются лишь отдельные части разреза. Поэтому данных о фациальных изменениях этой части разреза имеется очень мало. Известно, что по простиранию толщи меняется мощность слоев карбонатных и переслаивающихся с ними песчано-глинистых пород, которые либо выпадают из разреза либо образуют несколько расщепляющихся

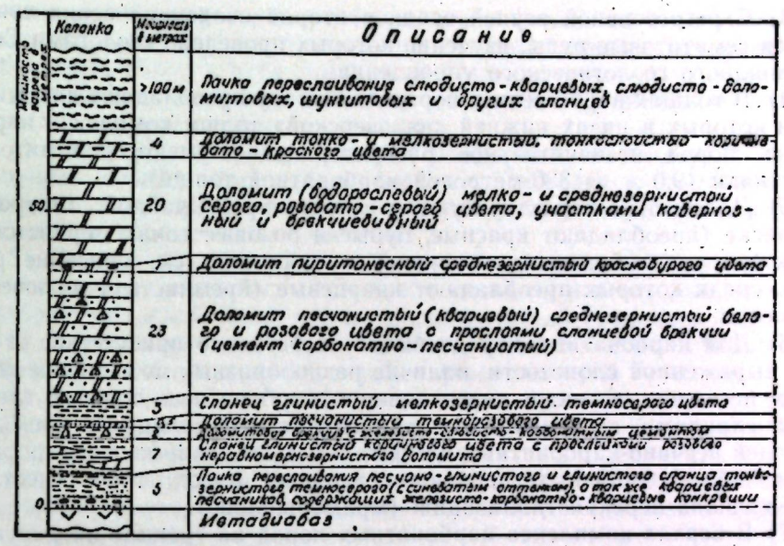


Рис. 4. Разрез верхней осадочной серии в западном крыле синклинория

слоев, и т. д. Значительно бо́льшим распространением пользуются представители верхней — «белогорской» толщи комплекса карбонатных пород. Отдельные части разреза спорадически прослеживаются от Шайдомозера через Лижмозеро—Кривозеро к Пялозеру и далее на юг до Падозера. На расстоянии почти 80 *км* разрез пород «белогорской» толщи испытывает незначительные фациальные изменения. Эти изменения выражаются в увеличении доли песчано-глинистых пород в низах толщи для более северных пунктов ее распространения, а также в непостоянстве мощности отдельных слоев и горизонтов. Наряду с этим следует отметить выдержанность горизонта серых водорослевых мелко- и среднезернистых доломитов, венчающих разрез комплекса карбонатных пород, а также тонкозернистых доломитов (доломитовых сланцев), переслаивающихся со слюдисто-доломитовыми и шунгитовыми сланцами в низах сланцевого (шунгитового) комплекса. Названные породы встречены во всех пунктах указанного распространения «белогорской» толщи.

Для карбонатных пород, развитых в западном крыле Прионежского синклинория, свойственны следующие особенности:

1) Карбонатные породы занимают в западном крыле Прионежского синклинория большую часть разреза верхнекарельских образований (220 *м* из 330), слагая среднюю и верхнюю осадочные серии.

2) В строении указанных осадочных серий отчетливо выражено груборитмичное чередование карбонатных и терригенных разнозернистых пород, где грубозернистые кластические осадки (трансгрессивная серия) низов разреза замещаются выше карбонатными, а затем тонко- и мелкозернистыми терригенными породами, переслаивающимися с карбонатными породами, которые, в свою очередь, вновь сменяются выше по разрезу терригенными отложениями (регрессивная серия). Указанная смена пород наблюдается в средней и верхней осадочных сериях.

3) С регрессивной серией осадков второй осадочной серии связываются гематитовые руды, изучение которых проведено геологами Северо-Западного геологического управления.

4) В толщах карбонатных пород по составу преобладают доломиты, среди которых в низах нижней «пялозерской» толщи комплекса карбонатных пород незначительное распространение имеют доломитовые известняки (9,0 *м* из 330-метровой карбонатной толщи).

5) Доломиты характеризуются здесь чрезвычайной пестротой в окраске (преобладают красные, бурые и розовые тона), зернистости, характере разнообразных включений и примесей (см. описание разреза), среди которых преобладают кварцевые (кремнистые) включения и прослои.

6) Для карбонатных пород обычно свойственно присутствие отчетливо выраженной слоистости, наличие разнообразных по величине кварцевых песчинок, а также переслаивание карбонатных пород с глинистыми сланцами, песчаниками, с седиментогенной сланцевой брекчией, имеющей песчано-карбонатный цемент, и т. д., т. е. карбонатные породы имеют облик типичных первично-осадочных пород, лишь местами претерпевших перекристаллизацию (мраморизацию).

7) В верхах комплекса карбонатных пород на границе их с шунгитовыми и другими сланцами в доломитах описаны остатки сине-зеленых водорослей.

Подтип восточного крыла синклинория

Карбонатные породы в составе восточного крыла Прионежского синклинория, развитые у г. Повенца, на р. Пяльме и в других пунктах, были известны давно, но изучение разреза всей толщи карбонатных и подстилающих их пород стало возможным лишь после проведения здесь СЗГУ буровых работ. Эти работы, законченные в 1954 г., дали большой материал по строению толщи осадочных пород.

В районе г. Повенца установлено, что на плагиоклазовых гнейсо-гранитах, мигматизированных микроклиновыми гранитами, залегает пласт кварцито-песчаников с древней корой выветривания гнейсо-гранитов в основании. Мощность пласта кварцитов и аркозов меняется в широких пределах (от 60 до 0 *м*). Выше нижней серии осадков залегает пласт основных пород. На пласт метадиабазов налегают породы второй (средней) и третьей (верхней) осадочных серий, сводный разрез которых приведен на рис. 5. Этот сводный разрез составлен по данным, полученным при описании керна скважин, которые были заданы на Повенецком участке, а также на основании описания пород в карьерах и обнажениях.

Низы разреза (до слоя сланцевой брекчии) описаны нами по керну скважины № 4. Вышележащие породы были описаны (данные З. Т. Громовой, В. В. Юшковой и С. И. Зак, 1954 г.) по нескольким скважинам. На Повенецком участке развиты породы средней и низов верхней осадочных серий, причем граница между сериями проводится З. Т. Громовой и другими авторами (1954 г.) условно по пластовой залежи метадиабаза внутри комплекса карбонатных пород (см. рис. 4).

Самыми верхними горизонтами комплекса карбонатных пород по восточному крылу Прионежского синклинория следует, по-видимому, считать выходы карбонатных пород на восточном берегу полуострова Заонежье у д. Ольховская, вдоль р. Тамбицы, около д. Лисицыно (Кузаранда) и на Южном Оленьем острове. Поэтому верхи сводного разреза (рис. 4) представлены разрезом, описанным нами на Южном

Оленьем острове, породы которого, кстати сказать, имеют большое литологическое сходство с синхронными им верхними горизонтами комплекса карбонатных пород в западном крыле Прионежского синклинория.

Для карбонатных пород восточного крыла Прионежского синклинория характерны следующие свойства:

1) Карбонатные породы слагают большую часть второй и третьей осадочных серий; терригенные породы представлены маломощными прослоями кварцито-песчаников и глинистых сланцев; широко развиты песчаники с карбонатным цементом.

2) По составу карбонатные породы неоднородны. Наряду с доломитами здесь развиты доломитовые известняки и известковые доломиты во второй осадочной серии и известняки в третьей осадочной серии.

3) Карбонатные породы характеризуются тонкозернистостью, наличием тонкой слоистости, серой и розовато-серой окраской.

4) Характерным для карбонатных пород является также присутствие в них кварцевых песчинок и большого количества прослоев сланцевой и доломитовой седиментогенной брекчии.

5) В вертикальном разрезе здесь не выражено груборитмичное чередование разнородных пород, свойственное для разреза в западном крыле синклинория.

Формирование карбонатных и терригенных пород западного и восточного крыльев Прионежского синклинория, как это можно предположить, исходя из суммы геологических и литологических особенностей, происходило в краевой части верхнекарельского эпиконтинентального моря, т. е. в общих структурно-фациальных условиях. Но на ход осадконакопления в обоих крыльях синклинория существенное влияние оказала разная степень жесткости (т. е. способность реагировать на колебательные движения) основания, на котором отложились верхнекарельские образования, что привело к обособлению двух подтипов разрезов.

Как известно, Прионежский синклинорий располагается в пределах карельской ветви нижнепротерозойской (карельской) геосинклинали. Согласно схеме строения нижнепротерозойской геосинклинали (Кратц, 1955), восточное крыло Прионежского синклинория приближается к восточной границе карельской ветви геосинклинали, где верхнекарельские породы подстилаются гнейсо-гранитами, слагающими жесткое основание. Западное крыло и замковая часть синклинория располагаются в центральной части геосинклинальной зоны, где ложем для верхнекарельских отложений служат в основном нижнекарельские породы, отложившиеся в условиях геосинклинали.

Осадочные толщи западного крыла синклинория, как уже отмечено, ложились на нижнекарельское, а частью и архейское основание в центральной части карельской ветви нижнепротерозойской геосинклинали. Здесь отчетливо проявились колебательные движения заключительных этапов карельской складчатости, которые способствовали накоплению трансгрессивно-регрессивных осадочных серий и появлению среди карбонатных пород глинистых и песчано-глинистых прослоев.

Осадочные образования восточного крыла синклинория накоплялись на жестком архейском основании, подверженном лишь слабым колебательным движениям. В результате этого здесь в разрезе не выделяется трансгрессивно-регрессивных осадочных серий, а слабые колебательные движения отразились в образовании многочисленных прослоев сланцевой седиментогенной брекчии.

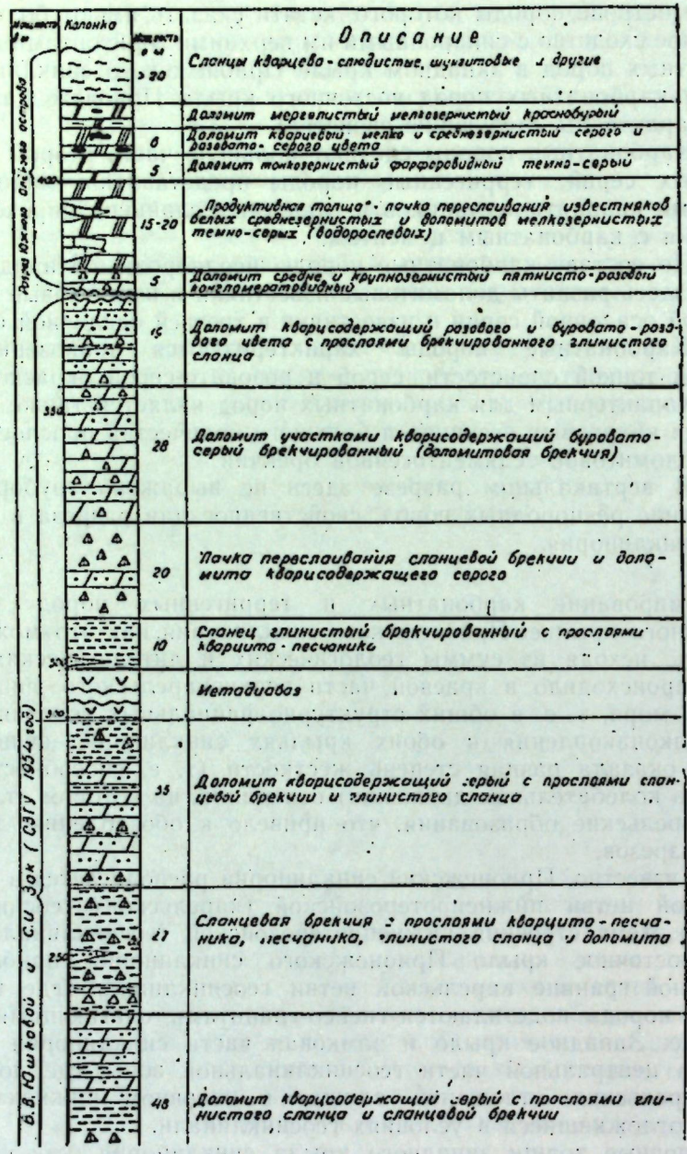
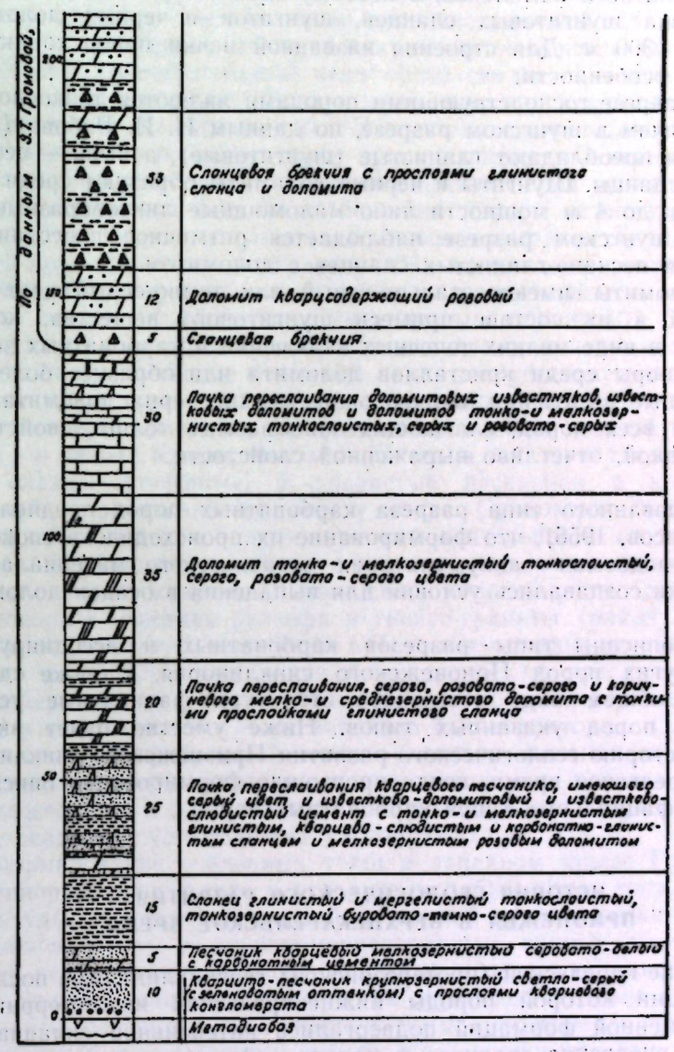


Рис. 5. Разрез средней и верхней осадочных серий в восточном крыле синклинория

Тип внутренней части синклинория

Своеобразным типом карбонатных пород являются доломиты, переслаивающиеся с шунгитовыми сланцами и шунгитами, которые развиты во внутренней части синклинория. Комплекс шунгитовых и других сланцев в стратиграфическом разрезе верхнего карелия занимает место выше комплекса карбонатных пород и ниже комплекса эффузивно-осадочных образований.

Карбонатные породы, ассоциирующиеся с глинистыми (шунгитовыми), песчано-глинистыми сланцами и шунгитами, наиболее полно



представлены на участках: Тивдия — Лычный остров на озере Сандал, Шайдома — Кяппесельга, в районе с. Шуньга и в других пунктах. Нижним опорным горизонтом является контакт сланцев с породами карбонатного комплекса; верхняя граница проводится условно по линии контакта шунгитовых сланцев с туффогенными породами. В составе сланцевого комплекса выше пород карбонатного комплекса отчетливо выделяются две пачки пород:

1) Пачка переслаивания светло-серых, черных и иногда красных тонкозернистых и тонкослоистых кварцево-доломитовых, слюдисто-доло-

митовых, слюдисто-кварцевых и других сланцев. Мощность — 15—50 *м*. Породы этой пачки генетически тесно связаны с нижележащими породами карбонатного комплекса, а поэтому здесь не рассматриваются.

2) Пачка шунгитовых сланцев, шунгитов и черных доломитов. Мощность — 300 *м*. Для строения названной пачки пород характерны следующие особенности:

а) В разрезе господствующими породами являются тонкослоистые сланцы, причем в шунгском разрезе, по данным Н. И. Рябова (1938), в основании преобладают глинистые (шунгитовые), а выше — песчано-глинистые сланцы. Шунгиты и черные доломиты образуют среди сланцев пласты до 4 *м* мощности либо маломощные линзообразные прослойки. В шунгском разрезе наблюдается ритмичное переслаивание глинистых и песчано-глинистых сланцев с доломитом.

б) Доломиты имеют стально-серый или темно-серый цвет из-за присутствия в их составе примеси шунгитового вещества, которое встречается в виде мелких точечных включений в карбонатных зернах, выполняет поры среди кристаллов доломита или образует более или менее крупные выделения, включающие мелкие зерна доломита.

в) Для всех пород, слагающих описываемые толщи, свойственно наличие тонкой, отчетливо выраженной слоистости.

Для названного типа разреза карбонатных пород предполагают (П. А. Борисов, 1956), что формирование их происходило в спокойных застойных водоемах — аккумуляторах органического материала, где периодически создавались условия для выпадения в осадок доломитов.

Выше описаны типы разрезов карбонатных и ассоциирующих с ними других пород Прионежского синклинория, а также сделана попытка в общем виде воссоздать структурно-фациальные условия накопления пород указанных типов. Ниже уместно будет вкратце изложить историю геологического развития Прионежского синклинория в верхнекарельское время, когда произошло формирование описанных структурно-фациальных типов карбонатных пород.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПРИОНЕЖЬЯ В ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

Закрытие карельской (протерозойской) геосинклинали, в последние стадии жизни которой породы нижнекарельских нижнетерригенной и зеленокаменной формаций подвергались интенсивной складчатости, произошло внедрение гранитов и началось формирование молассовой формации, знаменовало окончание геосинклинального развития на территории Прионежья. С этого времени в пределах Прионежья устанавливается геотектонический режим переходного типа от геосинклинали к платформе.

Вновь созданные карельские складчатые сооружения интенсивно разрушались, давая плохо окатанный и плохо отсортированный валунно-галечный материал, который заполнял депрессии рельефа, откладываясь у подошвы гор. Этот материал шел на образование толщи полимиктовых конгломератов, широко развитых сейчас в районе Святнаволок—Гирвас, вдоль р. Кумсы и в других пунктах, где развиты нижнекарельские породы.

Вслед за общим поднятием территории Прионежья, вызванным замыканием карельской геосинклинали, последовало опускание этой

местности и трансгрессия моря на континент. Судя по характеру разрезов верхнекарельских пород, трансгрессия моря началась с юго-восточной части Прионежья и двигалась на северо-запад. История верхнекарельского бассейна была довольно сложной, ибо здесь происходила неоднократная смена трансгрессивных и регрессивных этапов.

Первый трансгрессивный этап* тесно связан с эпохой денудации, за которой он последовал. Если в первое время на континенте, в момент накопления полимиктовых конгломератов, происходило физическое выветривание, то позже на смену пришли процессы химического выветривания, продуктом которого явилась древняя кора выветривания гранитных и других пород. Воды бассейна быстро затопили понижения рельефа, где под слоями вновь отложившихся осадков оказалась захороненной кора выветривания гранитов. На возвышенных участках выветрелый слой был эродирован, а серицит и кварц вошли в состав песчанистых осадков (песчаники с серицитовым цементом). В основании толщи кварцитов обычно залегают кварцевые конгломераты, указывающие на продвижение береговой линии в глубь континента. Развитие первого этапа трансгрессии, в ходе которого были образованы песчанистые (кварцитовые) толщи (со знаками ряби, с косой слоистостью и т. д.) в районе Кумсы, Ялгамки, Повенца и т. д., а также тонкослоистые сланцы (туффиты) и слюдистые песчаники с конгломерато-брекчией в основании на берегу озера Сундозеро, было прервано регрессией и вспышкой вулканической деятельности (излиянием диабазов). Диабазовые покровы заняли значительную площадь в Прионежье, покрыв кварциты, кварцевые конгломераты, сланцы, а на возвышенных участках рельефа и гнейсо-граниты (район Повенца).

Более отчетливо выражены в Прионежье осадки второго трансгрессивного этапа. Береговая линия, фиксируемая по прослоям кварцевых конгломератов, иногда с диабазовой галькой, продвинулась на северо-запад и северо-восток. Море затопило всю территорию (теперешнего) Прионежья. В прибрежной части бассейна накоплялись галечники и песчаные толщи, разрезы которых описаны в районе д. Койкары, д. Палосельга и в других пунктах. В разных частях Прионежья накопление осадков осуществлялось своеобразно.

Формирование осадочных толщ в западном крыле Прионежского синклинория происходило в условиях колебательных движений разной амплитуды. На породах нижней осадочной серии отложились кварцевые конгломераты и неравномернозернистые аркозы, которые покрываются пачкой переслаивания глинистых и песчано-глинистых сланцев. Дальнейшее развитие трансгрессии привело к тому, что сланцы покрылись песчаниками с карбонатным цементом и доломитовыми известняками, содержащими значительное количество глинистого материала. Колебательные движения наложили свой отпечаток на формирование вышележащих пород — горизонта переслаивания глинистых сланцев, сланцевой брекчии с песчанистым доломитом (доломитовым известняком). Периодически дно бассейна, где накоплялись глинистые сланцы, попадало в зону действия волн, что приводило к нарушению целостности слоев глинистого сланца (образованию сланцевой брекчии). Интересно отметить, что при удалении от крыла синклинория (берега) количество брекчий в разрезе резко уменьшается, а увеличивается мощность глинистых сланцев.

* Допущение о существовании «первого трансгрессивного этапа» делается автором условно из-за малого количества фактического материала. Возможно, осадки нижней осадочной серии накопились в «эпоху прибрежной равнины» (Наливкин, 1956).

На отмеченный горизонт переслаивания налегают разнообразные доломиты, обычно с кварцевыми желваками и прослоями, да переслаивающиеся с доломитами глинистые сланцы. Накопление доломитов связывается с максимальным развитием трансгрессии. Доломитонакопление в западном крыле синклинория было прервано регрессией, о наступлении которой свидетельствовало появление в разрезе глинистых прослоев, а еще выше — песчано-глинистых сланцев (с трещинами усыхания), песчаников с карбонатным цементом и кварцито-песчаников. С глинистыми сланцами, в основном, здесь ассоциируются прослои гематитовых руд. Регрессия сопровождалась новой вспышкой вулканической деятельности и излиянием основных лав, после чего начался третий этап трансгрессии.

В западном крыле синклинория выше метадиабазов отложились глинистые и песчано-глинистые сланцы, а выше—песчанистые доломиты с прослоями сланцев и сланцевой брекчии. С максимумом трансгрессивного этапа связывалось здесь накопление чистых водорослевых доломитов. Водоросли появились в последние стадии формирования пород карбонатного комплекса, когда в морской бассейн с выравненного континента не поступал терригенный материал и в условиях неглубокого разлившегося на значительной площади моря создались благоприятные условия для обитания сине-зеленых водорослей.

В дальнейшем, в связи с наступлением регрессивного этапа, в бассейне накопляются мергелистые доломиты, участками железистые доломиты и значительная толща кварцево-слюдистых, кварц-доломитовых и других сланцев.

В замковой части синклинория со вторым трансгрессивным этапом и последующей регрессией связывается накопление толщи кварцитов с прослоями глинистых сланцев и с кварцевыми конгломератами в верхах осадочной серии. После излияния основной лавы в третий трансгрессивный этап здесь произошло накопление толщи мелководных осадков. Вначале здесь отложились песчанистые породы (кварцито-песчаники) с перекрещивающейся слоистостью, со знаками ряби, а выше — песчано-глинистые осадки. С нарастанием трансгрессии сюда стало периодически проникать море, о чем говорят доломитовые прослои среди глинистых сланцев (с трещинами усыхания) и пачка доломитов с известняками в верхах разреза.

В восточном крыле Прионежского синклинория поверх метадиабазов, прикрывавших осадки первого трансгрессивного этапа, легли кварцевые конгломераты и кварциты, свидетельствующие о продвижении береговой линии в глубь континента. На кварциты (пески) отложились песчаники, имеющие карбонатно-слюдистый цемент, с прослоями глинистых сланцев и доломитов, а выше — тонкослоистые доломиты, неоднократно переслаивающиеся с доломитовыми известняками и известковыми доломитами.

Регрессия моря, отчетливо проявившаяся в западном крыле и в замковой части синклинория, в описываемой части бассейна сказалась слабо. Здесь происходили колебательные движения с малой амплитудой, в результате чего образовались многочисленные прослои сланцевой брекчии, переслаивающиеся с песчанистыми (кварцсодержащими) доломитами и глинистыми сланцами. Восходящие колебательные движения приводили к омоложению рельефа суши, окружающей бассейн, что способствовало, в конечном итоге, поступлению в море песчанистого материала, который разбавлял карбонатные осадки.

Относительная устойчивость основания в восточной части синклинория не способствовала образованию регрессивной серии осадков,

что привело и к отсутствию в разрезе гематитовых руд. Море, разлившееся с начала второго трансгрессивного этапа, не покидало описываемой территории до конца эпохи формирования пород карбонатного комплекса. Верхние горизонты этого комплекса, сложенные водорослевыми доломитами (такими же, как и в западном крыле синклинория) и известняками (аналогами известняков в замковой части), свидетельствуют о том, что в момент их отложения произошло существенное выравнивание фациальных условий на всей территории Прионежья.

Дальнейшая история геологического развития Прионежья (после накопления карбонатного комплекса) тесно связана с нарастанием регрессии. Верхнекарельский бассейн, по-видимому, мелеет и становится местом накопления мелкозернистых глинистых и песчано-глинистых осадков с хорошо выраженной слоистостью. В условиях мелкого бассейна со стоячей водой широкого расцвета достигли разнообразные водоросли (отпечатки их встречены в доломитах) и другие формы, которые дали органическое вещество, послужившее материалом для образования шунгитовых сланцев и других шунгитовых пород (Борисов, 1956).

Периодически, в результате колебательных движений, происходили углубления бассейнов, что приводило к отложению выше шунгитовых сланцев доломитов, обогащенных углистым веществом. Доломиты переслаиваются с шунгитовыми и другими сланцами. Так происходило образование карбонатных пород третьего структурно-фациального типа.

В заключительные стадии отложения глинисто-углистых осадков начинает проявляться интенсивная вулканическая деятельность. Причем, если ранее, в основном, происходили трещинные излияния, без выделения пепла, то в описываемое время начали действовать вулканы центрального типа. На поверхность выбрасывалось большое количество пеплового материала (туфы и туффиты), изливались основные и иного состава лавы. Наряду с эффузивной деятельностью проявилась и интрузивная магматическая деятельность: интрузии диабазов секут карбонатные породы и шунгитовые сланцы. Интенсивным проявлением магматической деятельности заканчивается верхнекарельская история Прионежья. Залегающие на туфогенных и зеленокаменных толщах нотнийские кварцито-песчаники, песчаники и другие породы относятся к верхнему протерозою.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая разрезы карбонатных пород из разных частей Прионежского синклинория и прослеживая ход геологического развития Прионежья, можно сделать следующие выводы:

1) В верхнекарельское время в пределах Прионежского синклинория произошло формирование трех структурно-фациальных типов разрезов карбонатных пород.

2) Основным фактором, определяющим географическое размещение структурно-фациальных типов карбонатных пород в Прионежье, была, по-видимому, различная тектоническая активность основания верхнекарельских пород в разных зонах Прионежского синклинория. Так, менее жесткое основание (нижнекарельские породы) в западном крыле синклинория интенсивнее отзывалось на заключительные этапы карельской складчатости, что привело здесь к проявлению регрессии и перерыву в ходе карбонатонакопления. В восточном

крыле синклинория основание (гнейсо-граниты) было более жестким, а поэтому значительно слабее проявились колебательные движения. Периодически здесь при восходящих движениях образовались сланцевые брекчии, происходило омоложение рельефа и принос в бассейн песчанистого материала.

3) В первые этапы накопления верхнекарельских пород (в том числе и карбонатных пород) фациальные условия зон осадконакопления были различными. В ходе геологического развития синклинория и затухания колебательных движений происходило выравнивание фациальных условий и отложение литологически однородных карбонатных пород по всей территории Прионежья.

4) Среди карбонатных пород верхнего карелия в Прионежье преобладают первичные доломиты с различными примесями. Песчанистые доломиты, а также доломиты с кварцевыми желваками, с глинистым материалом и т. д. приурочиваются к началу трансгрессивных и регрессивных серий разрезов. Чистые доломиты (без примесей) отлагались во время максимального развития трансгрессий.

Известняки появлялись в разрезе трансгрессивных серий после спада притока в бассейн терригенного материала.

5) Практическое значение карбонатных пород каждого типа неоднозначно.

Среди пород типа внешних синклинальных прогибов некоторый практический интерес имеют известняки, которые шире развиты в долине р. Кумсы. Запасы известняков невелики, но небольшое кустарное предприятие по обжигу извести здесь может быть создано.

Из пород типа краевых частей синклинория особое значение имеют доломиты верхов верхней осадочной серии. Эти доломиты по своим химическим и другим свойствам вполне удовлетворяют требованиям промышленности стройматериалов, пригодны для известкования и в некоторых участках соответствуют требованиям к металлургическим доломитам. Кроме того, эти доломиты распространены на значительной площади, и запасы их велики.

Карбонатные породы внутренней части синклинория изучены плохо, но, предположительно, представляют значительный практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов П. А. 1956. Карельские шунгиты. Госиздат КАССР, Петрозаводск.

Гиляров а М. А. 1948. К стратиграфии и тектонике карельской формации центральной Карелии. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та им. А. И. Герцена, т. 19.

Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 5.

Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Изд-во АН СССР.

Соколов В. А. 1955. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья. Труды Карело-Фин. филиала АН СССР, вып. III.

Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии, часть I. Госгеолиздат.

Тимофеев В. М. 1920. Мраморы Олонецкого края.

Тимофеев В. М. 1935. Геологическая карта Карелии в масштабе 1:1 000 000. Изд. ЛГГ треста.

Харитонов Л. Я. 1936. Новые данные по стратиграфии и тектонике Онего-Сегозерского водораздела. Труды ЛГТ, вып. 17.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

В. А. СОКОЛОВ

К ГЕОЛОГИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ (ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКИХ) КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАССР

Карбонатные породы, относимые по стратиграфической схеме Карельского филиала АН СССР (К. О. Кратц, 1955) к верхнему карелию протерозоя, имеют для нашей республики существенное практическое значение (как сырье для производства вяжущих материалов, как строительный и декоративный камень, как удобрение и т. д.). Кроме того, протерозойские карбонатные породы представляют теоретический интерес как один из типов древнейших осадочных пород земной коры, необходимость изучения которых особо подчеркивалась в решении Всесоюзного совещания по осадочным породам.

На территории КАССР протерозойские карбонатные породы занимают значительные площади в северной Карелии (район озер Кукасозеро, Панаярви и др.); в центральных районах Карелии они известны у д. Келлогора по берегам р. Чирка-Кемь, на берегу озера Елмозера, на островах Сегозера. Но наиболее широко названные породы развиты в южной Карелии.

С 1952 г. отделом геологии Карельского филиала Академии наук СССР систематически проводятся исследования по геологии, стратиграфии и литологии протерозойских карбонатных пород Карелии. В настоящее время в основном закончены* работы в южной части республики — в районах озер Суоярви, Туломозера, Малого Янисъярви и в Прионежье.

В настоящей статье в порядке постановки вопроса излагаются некоторые новые фактические данные и выводы автора по геологии толщ карбонатных пород протерозоя, принадлежащих по своему стратиграфическому положению к верхнему карелию.

Выполнению данной работы во многом способствовало то, что во всех названных районах распространения карбонатных пород была осуществлена, особо интенсивно в послевоенные годы, площадная съемка, проводимая Северо-Западным геологическим управлением (работы геологов М. А. Гиляровой, В. А. Перевозчиковой, Е. М. Михайлюк, А. В. Клоковой, Т. А. Лутковской, О. Н. Анищенковой, А. М. Савиной, Л. Н. Потрубович и многих других), Карельским филиалом (К. О. Кратц с сотрудниками) и другими организациями.

* Статья написана в 1956 году (декабрь).

Кроме того, здесь же в 1952—1955 гг. сотрудниками СЗГУ В. В. Яковлевой, С. И. Зак, З. Т. Громовой, Т. К. Николаевской, В. В. Юшковой, Л. П. Лященко, О. Н. Анищенковой, А. М. Савиной и другими были выполнены большие разведочные работы на гематитовые руды, которые приурочены к толщам карбонатных пород. Во многих районах толщи этих пород были пройдены механическим бурением.

И наконец, в указанных районах проводились тематические научно-исследовательские работы Карельского филиала АН СССР (К. О. Кратц, О. А. Рийконен, Н. Ф. Демидов, К. А. Инина, М. А. Гилярова, Л. Я. Харитонов) и других научно-исследовательских организаций (И. П. Тимченко) по изучению геологии карельских протерозойских образований.

В ходе перечисленных выше работ был накоплен существенный фактический материал о распространении, строении разрезов, литологии и тектонике верхнекарельских образований, что во многом помогло осуществлению планов работ авторов.

I. КРАТКИЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАССР

Перед тем как переходить к рассмотрению общих и специфических черт геологии описываемых образований, нужно коротко изложить основные данные о геологии этих образований по районам развития (рис. 1, 1а).

1. Северный берег озера Суоярви

Описание карбонатных пород этого района, как и других, начинается со стратиграфии и заканчивается тектоникой протерозойских образований.

Стратиграфия пород района

В районе северного берега озера Суоярви протерозойские отложения представлены только верхнекарельскими образованиями, которые залегают на архейском гнейсо-гранитном основании в следующей стратиграфической последовательности (табл. 1).

В основании верхнего карелия залегает кварцитовый комплекс, который начинается древней корой выветривания гнейсо-гранитов, а выше следуют кварцито-песчаники и кварциты. В основании комплекса кварциты и кварцито-песчаники представлены средне- и крупнозернистыми плохо сортированными разностями темно- и зеленовато-серого цвета. Выше по разрезу залегают хорошо отсортированные кварцито-песчаники, имеющие более светлую (светло-серую и почти белую) окраску.

В описываемых породах отчетливо выражена горизонтальная и косая слоистость, а в основании (над корой выветривания) и в кровле кварцитового комплекса встречаются 2—3-метровые прослои кварцевых конгломератов. Мощность пород комплекса 200—250 *м*.

На породах кварцитового комплекса залегают основные породы — метапорфириты, эффузивный характер которых нагляднее всего доказывается наличием их гальки в составе залегающей на них конгломерато-брекчии. Ниже описаны горизонты двух комплексов пород: а) карбонатных и б) шунгито-доломито-сланцевых.

Таблица 1

Схема стратиграфии докембрийских образований в районе озера Суоярви

Протерозой	Верхний карелий нижнего протерозоя	Комплекс шунгито-доломито-сланцевый	Интрузивные диабазы и габбро-диабазы.
			Шунгитовые, шунгито-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые, доломитовые и другие сланцы.
		Комплекс карбонатных пород	Доломиты с прослоями известняков и глинистых слюдистых сланцев.
			Основные эффузивы.
			Кварциты, глинистые и песчано-глинистые сланцы с гематитовым оруденением. Доломиты с прослоями доломитовых известняков, глинистых сланцев и песчаников с карбонатным цементом, полимиктовая конгломерато-брекчия.
		Комплекс кварцитовый	Основные эффузивы.
			Кварциты и кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов.
			Кора выветривания (древняя).
Архей			Микроклиновые граниты и гнейсо-граниты.
			Амфиболиты.
			Плагиоклазовые гнейсо-граниты.

Комплекс карбонатных пород

Этот сложный по составу комплекс пород налегает на метапорфириты, а в местах выклинивания их — непосредственно на кварциты. Внутренняя стратиграфия комплекса карбонатных пород, содержащего в своем составе подчиненное количество глинистых сланцев, брекчий и других пород, показана на табл. 2.

Таблица 2

Схема стратиграфии комплекса карбонатных пород в районе озера Суоярви

Толщи	Горизонты	Мощность в метрах: горизонтов	Мощность в метрах: толщ
Верхняя	Доломитовый	19—40	30—70
	Доломито-известняково-сланцевый	15—30	
	Основные эффузивы	20—50	
Нижняя	Песчано-глинисто-гематитовый	15—20	190—225
	Песчано-доломитовый	35—40	
	Сланцево-доломито-известняковый	20—95	
	Сланцево-доломитовый	30—35	
	Известняково-песчанистый	50—65	

Горизонты нижней толщи

Известняково-песчанистый горизонт, залегающий на метапорфиритах, начинается слоем конгломерато-брекчии и обломками метапорфирита, кварцита, глинистого (слюдистого) сланца в известняково- и известняково-кварцево-слюдистом цементе. Выше залегают кварцито-песчаники, песчаники с карбонатным цементом, сланцевая брекчия, в которой остроугольные обломки темно-серого и коричневого сланца сцементированы песчаником; редкие прослои песчано-слюдистого сланца, доломитовые известняки и кварцевые доломиты.

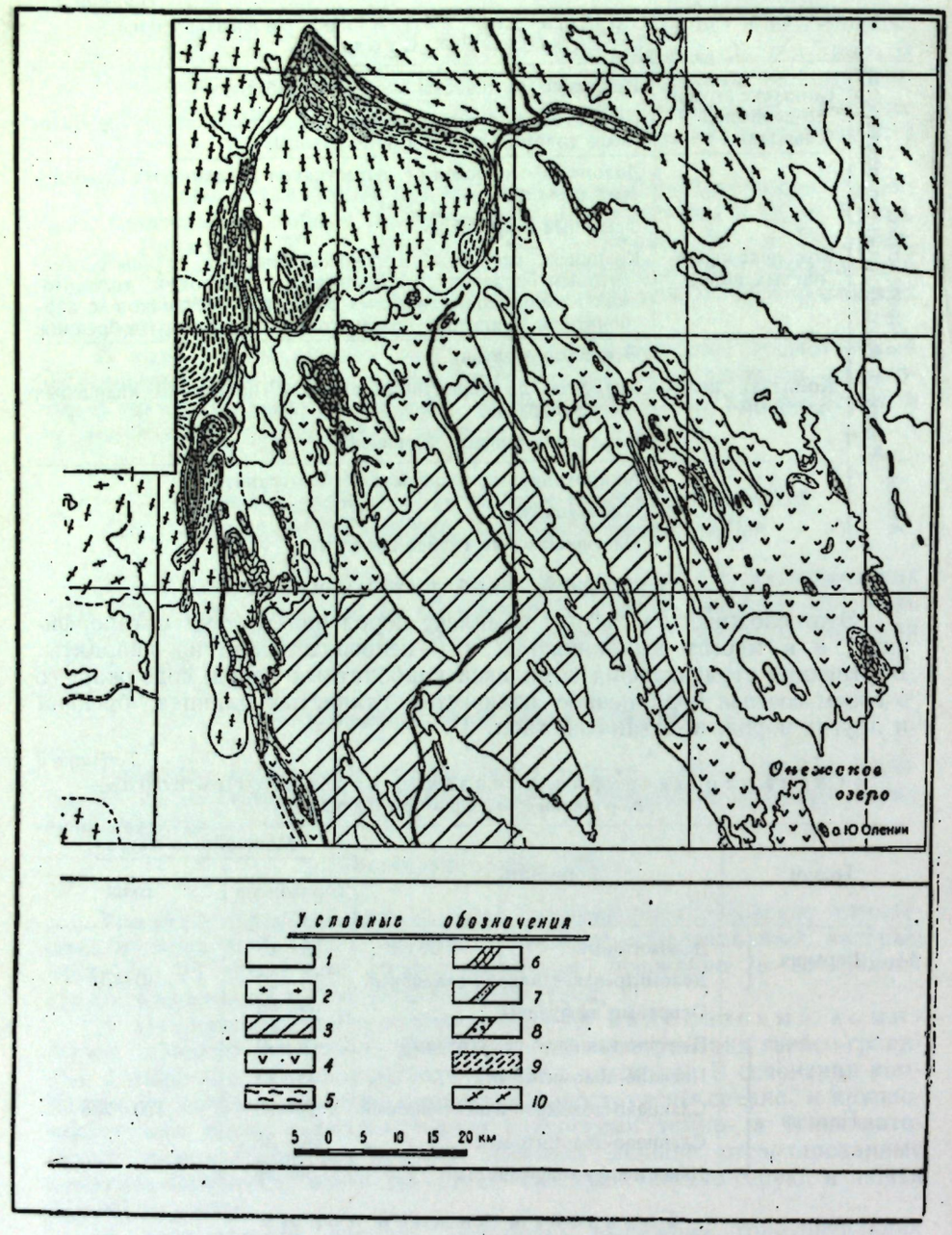


Рис. 1. Схема распространения верхнекарельских образований в южной части КАССР

Условные обозначения:

1—четвертичные отложения; 2—граниты рапакиви; 3—осадочно-вулканогенные и основные породы Суйсарского комплекса; 4—диабазы и габбро-диабазы; 5—комплекс шунгито-карбонатно-сланцевый; 6—комплекс карбонатных пород; 7—кварциты, кварцито-песчаники; 8—полимиктовые конгломераты;—9—нижнекарельские образования; 10—гнейсо-гранитное основание

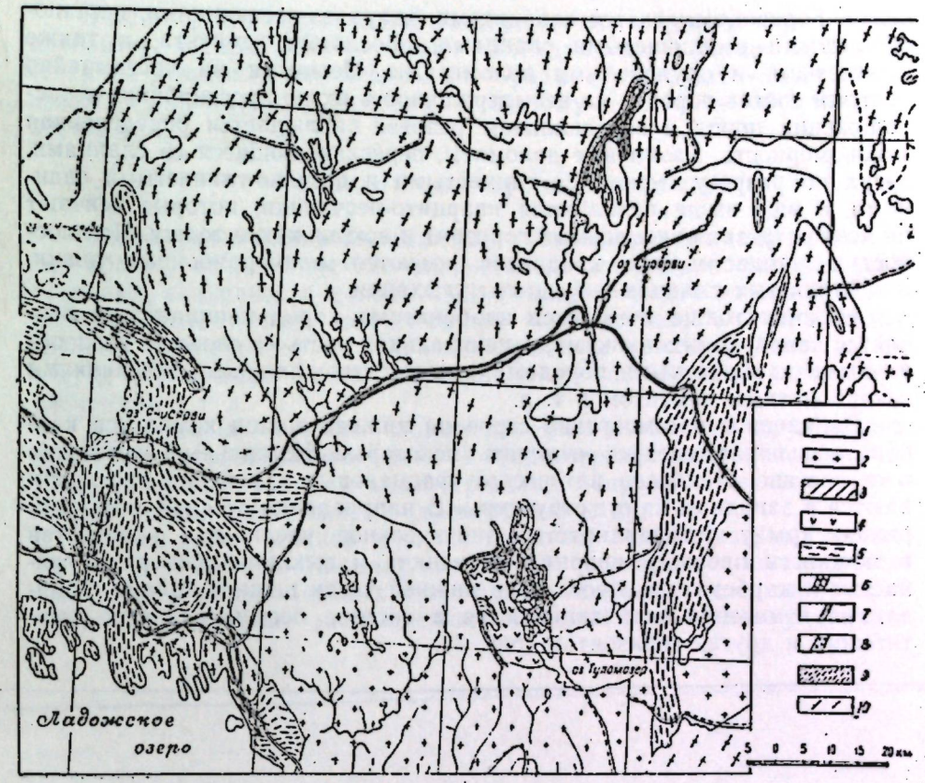


Рис. 1а. Схема распространения верхнекарельских образований в южной части КАССР

Условные обозначения:

1—четвертичные отложения; 2—граниты рапакиви; 3—осадочно-вулканогенные и основные породы Суйсарского комплекса; 4—диабазы и габбро-диабазы; 5—комплекс шунгито-карбонатно-сланцевый; 6—комплекс карбонатных пород; 7—кварциты, кварцито-песчаники; 8 -полимиктовые конгломераты; 9—нижнекарельские образования; 10—гнейсо-гранитное основание

Сланцево-доломитовый горизонт представлен белыми и серыми разнозернистыми слоистыми доломитами, частью мраморизованными, и несколькими прослоями глинистых (слюдистых) сланцев и песчаников с карбонатным цементом.

Сланцево-доломито-известняковый горизонт имеет пестрый состав. Среди карбонатных пород, преобладающих в разрезе горизонта, по составу выделены известняки (доломитовые, кварцевые, слюдистые и реже чистые, без минеральных примесей), доломиты (кварцевые, известковистые и др.). Широко развиты здесь смешанные терригенно-карбонатные породы (глинисто-карбонатные сланцы, песчаники с карбонатным цементом, брекчии и др.). Кроме того, встречаются в разрезе прослои глинистых (слюдистых) сланцев и песчаников.

Песчанисто-доломитовый горизонт сложен разноцветными и разнозернистыми доломитами (кварцевыми, слюдистыми, железистыми и др.), доломитовой брекчией с песчано-доломитовым цементом и песчано-слюдистыми сланцами.

Песчано-глинисто-гематитовый горизонт залегает в верхах нижней толщи комплекса карбонатных пород. Наличие среди сланцев, песчаников и доломитов гематитового оруденения привлекло к ним внимание многих исследователей, производивших разведку рудных залежей гори-

зонта. Горизонт слагается кварцитами, кварцито-песчаниками, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, прослоями гематита, а также кварцевыми и оруденелыми доломитами. Несмотря на чрезвычайно пестрый состав пород и на невыдержанность их по простиранию, в расположении пород в вертикальном разрезе наблюдается определенная закономерность. Различные доломиты, переслаивающиеся со сланцами, вверх по разрезу сменяются глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, а еще выше появляются кварцито-песчаники, которые венчают во всех разрезах описываемый горизонт и всю нижнюю толщу. На плоскостях напластования кварцитов имеются волноприбойные знаки, а в глинистых сланцах — трещины усыхания.

Нижняя толща комплекса карбонатных пород начинается и венчается кварцито-песчаниками, а центральная часть ее сложена разнообразными карбонатными породами, глинистыми сланцами, песчаниками с карбонатным цементом и т. д.

Заканчивая рассмотрение строения нижней толщи комплекса карбонатных пород, следует отметить некоторые фациальные изменения в ее составе. Наиболее интересные фациальные изменения прослеживаются в западном крыле структуры. В направлении от ядра синклинория к крылу устанавливается значительное увеличение количества и мощности прослоев кварцито-песчаника и выклинивание ряда глинистых и карбонатных прослоев в нижней части нижней толщи. Фациальные изменения устанавливаются в составе песчано-глинисто-гематитового и других горизонтов (рис. 2).

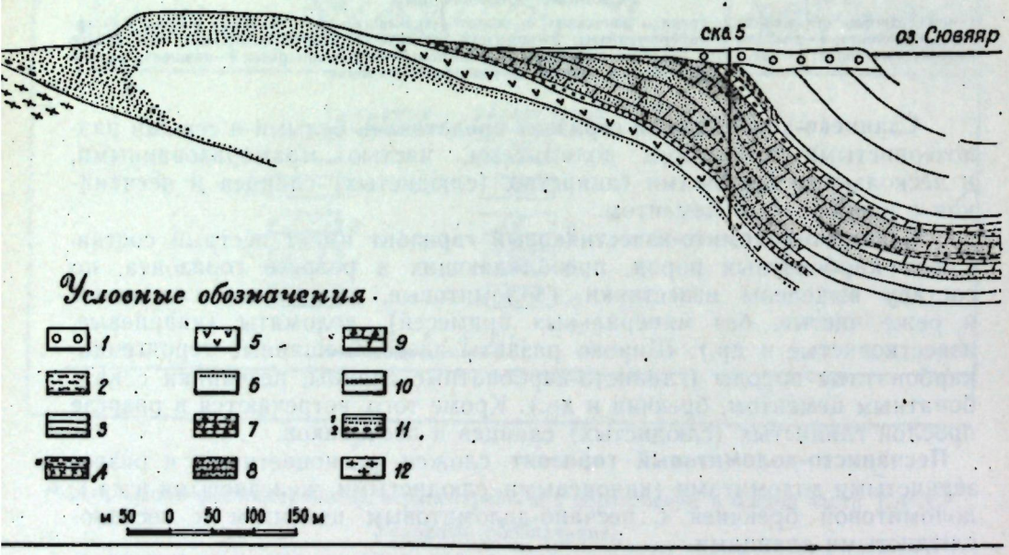


Рис. 2. Геологический разрез по профилю СЗГУ 1—1 (Суоярви). Составлен А. М. Савиной (1952), дополнен В. А. Соколовым (1955).
Условные обозначения:
1—четвертичные отложения; 2—породы шунгито-карбонатно-сланцевого комплекса; 3—карбонатные породы базы и метапорфириты; 6—песчаники; 7—доломиты кварцевые; 8—доломит песчанистый и песчаник с карбонатным цементом; 9—сланцевая брекчия с карбонатно-песчанистым цементом; 10—конгломерат (брекчия) кварцево-метапорфирито-сланцевый; 11а) кварцито-песчаник, кварцит, б) кварцевый конгломерат; 12—гнейсо-гранит

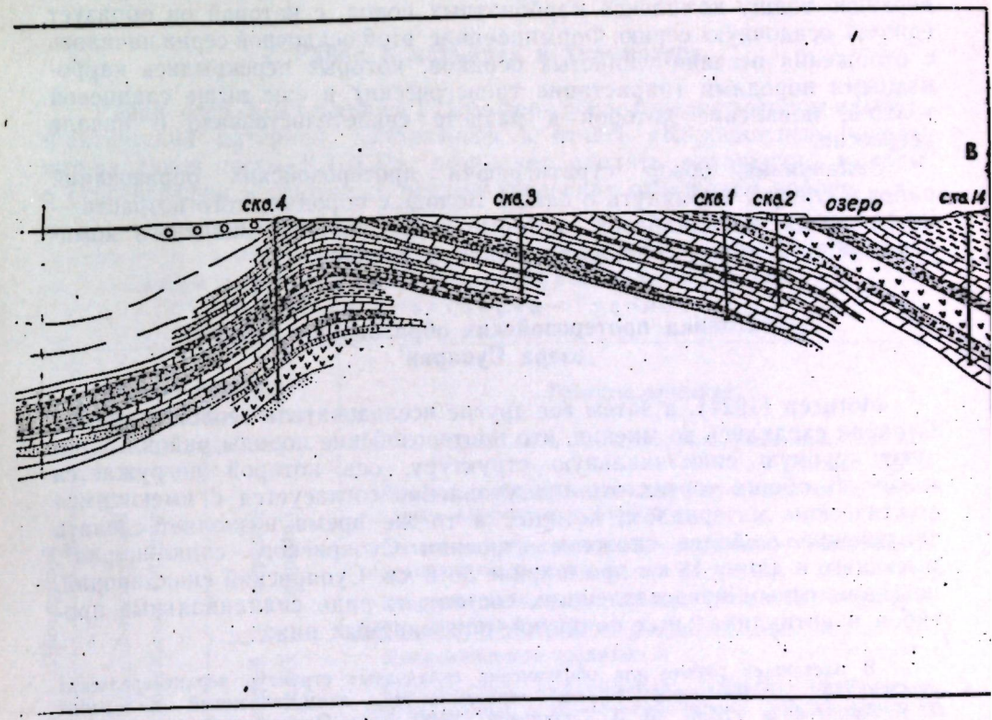
Выше пород нижней толщи залегает пласт основных пород (метадиабазов), которые не оказывают активного магматического воздействия на вышележащие осадочные породы и в верхней части пласта имеют миндалевидное строение, а поэтому считаются эффузивными породами.

Горизонты верхней толщи

Доломито-известняково-сланцевый горизонт, залегающий на метадиабазах, сложен песчано-слюдистыми, глинистыми (слюдистыми) сланцами, сланцевой и доломитовой седиментогенной брекчией, песчанистыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками, которые различаются по окраске (розовые, красные, бело-красные и др.), зернистости (мелко-, средне- и крупнозернистые), характеру слоистости и т. д.

Доломитовый горизонт сложен доломитами белыми, крупнозернистыми мраморизованными, мелко- и среднезернистыми брекчиевидными розовато-серыми, тонко- и мелкозернистыми серыми с линзами и желваками опаловидного кварца (кремнистые) и др.

Состав пород верхней толщи испытывает ряд фациальных изменений по горизонтали. Невыдержанным по простиранию является слой известняков и доломитовых известняков, который постепенно выклинивается в северном направлении, при движении к замку складки.



В этом же направлении наблюдается уменьшение мощности глинистых и песчано-глинистых пород в основании горизонта, причем наряду с уменьшением мощности увеличивается песчанистость терригенных осадков. Мощность пород карбонатного комплекса 220—300 *м*.

Шунгито-карбонатно-сланцевый комплекс

Названный комплекс является верхним членом разреза осадочных пород района Суоярви и заполняет внутреннюю часть крупной синклинальной структуры. Разрезы шунгито-карбонатно-сланцевого комплекса изучались нами по естественным и искусственным обнажениям, а также по керну ряда скважин.

В нижней части описываемого комплекса, наряду с кварцево-серицитовыми, хлорито-кварцево-серицитовыми и другими темно-серыми тонкослоистыми сланцами, развиты доломиты. Это тонкозернистые, обычно массивные породы темно-серого или зеленовато-серого цвета. Доломиты образуют среди сланцев прослои различной мощности (от 2 *мм* до 3—4 *м*).

Выше по разрезу мощность прослоев доломита и их количество уменьшается — широким развитием пользуются темно-серые сланцы, которые еще выше по разрезу переслаиваются с шунгитовыми и глинисто-шунгитовыми сланцами, с содержанием углерода от 20 до 45% (по данным А. М. Савиной, 1953).

Шунгито-карбонатно-сланцевый комплекс без перерыва покрывает верхнюю толщу комплекса карбонатных пород, с которой он образует единую осадочную серию. Формирование этой осадочной серии началось с отложения песчано-глинистых осадков, которые перекрылись карбонатными породами (нарастание трансгрессии) и еще выше сланцевой толщей, появление которой в разрезе свидетельствовало о начале регрессии.

Заканчивая обзор стратиграфии протерозойских образований района, следует упомянуть о самых молодых породах этого возраста — интрузивных метадиабазах, которые секут породы сланцевого комплекса. Метадиабазы содержат ксенолиты сланцев.

Тектоника протерозойских образований района озера Суоярви

Метцгер (1924), а затем все другие исследователи геологии района Суоярви сходились во мнении, что протерозойские породы района образуют крупную синклинальную структуру, ось которой погружается к югу. В общих чертах это представление согласуется с имеющимся фактическим материалом, который в то же время позволяет сделать заключение о более сложном строении Суоярвского синклинория*, имеющего в длину 18 *км* при ширине до 8 *км*. Суоярвский синклинорий, по современным представлениям, состоит из ряда синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий, описываемых ниже.

* В настоящей работе для обозначения складчатых структур верхнекарельских образований употребляется термин «синклинорий», заимствованный из работ Л. Я. Харитонова (1936), М. А. Гиляровой (1948) и др. Однако следует оговорить, что данный термин употребляется условно, так как он не отражает характера верхнекарельских структур, для обозначения которых правильнее применить обозначение «наложенных» и «унаследованных» мульд (Н. С. Шатский, 1938), на что справедливо указывал К. О. Кратц (1957).

1) **Салонъярвский** синклинальный прогиб располагается на перешейке между озерами Салонъярви и Суоярви и вытянут в юго-западном направлении на 3 *км* при ширине в 0,5—1,0 *км*. Крылья прогиба сложены кварцитами, которые с запада и юго-востока окаймляются гнейсо-гранитами. В северо-восточном направлении указанный прогиб расширяется и сливается с синклинорием.

В северной замковой части синклинория располагаются:

2) **Западный** синклинальный прогиб замковой части синклинория (его длина 2 *км*, ширина до 1,5 *км*);

3) **Восточный** синклинальный прогиб замковой части (длина 1 *км*, ширина до 0,6 *км*), крылья которых, сложенные карбонатными и более молодыми породами, имеют меридиональное простирание и в южном направлении сливаются с собственно синклинорием.

4) **Хапилское** антиклинальное поднятие, которое установлено по выпадению из разреза пород одних горизонтов, слоев и по уменьшению мощности других, намечается на участке д. Хапила—Хауккаваара.

В центральной части синклинория отчетливо вырисовывается брахиантиклинальная складка — «Церковный холм», — вытянутая в меридиональном направлении на 1,5 *км* при ширине до 0,8 *км*. Кроме отмеченных выше средних по величине структурных форм протерозойские породы синклинория обычно смяты в серии мелких складок различной формы и размеров.

Наличием тектоники расколов объясняется отсутствие протерозойских образований на южном берегу озера Суоярви, т. е. на участке, куда погружается ось синклинория.

2. Район Коватъярви и Туломозера

Район озер Коватъярви и Туломозера обследовался автором в 1956 г. Фактический материал, изложенный в отчете «Карбонатные породы юго-западной части КАССР», позволяет сделать следующие выводы о стратиграфии и тектонике верхнекарельских отложений района.

Таблица 3

Схема стратиграфии докембрийских образований в районе Коватъярви—Туломозеро

	Верхний протерозой (иотнийская система)		Граниты рапакиви
Протерозой	Нижний протерозой (карельская система)	верхний карелий	Диабазы, габбро-диабазы, серицито-хлоритовые, шунгитовые, карбонатные сланцы
			Доломиты „туломозерские" с песчано-глинистыми и гематитовыми прослоями
			Кварцито-песчаники, аркозы, кварциты, конгломераты, базальные сланцы
		нижний карелий	Микроклиновые граниты (?)
			Графитистые, амфиболовые, кварцево-биотитовые и другие сланцы, а также карбонатные породы (коватъярвинские)
Архей			Плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты и гнейсо-граниты

Стратиграфия пород

На описываемой территории района озер Коватъярви и Туломозера развиты кристаллические породы, последовательность залегания которых представлена в табл. 3.

В основании разреза верхнекарельских образований залегают породы кварцитового комплекса, представленные древней корой выветривания (в низах разреза), кварцито-песчаниками и аркозами, песчано-глинистыми сланцами и прослоями кварцевых конгломератов (венчают разрез). Мощность комплекса 20—25 *м*.

Комплекс карбонатных пород, слагающий преобладающую часть всех верхнекарельских отложений, имеет следующее литолого-стратиграфическое подразделение (табл. 4).

Таблица 4

Литолого-стратиграфическое подразделение комплекса карбонатных пород в районе Туломозера

Толщи	Горизонты	Мощность в *м*
Верхняя	Доломитовый	50—70
	Доломито-известняково-сланцевый	
Нижняя	Гематито-песчано-доломитовый	70—80
	Сланцево-доломитовый . .	200—250
	Песчано-доломитовый . . .	120—130

Горизонты нижней толщи

Песчано-доломитовый горизонт был пересечен скважиной № 27 СЗГУ, а обнажения пород горизонта были описаны по берегам р. Колош и в других местах. В основании разреза горизонта залегают кварцито-песчаники с карбонатно-слюдистым цементом, а выше — сланцы слюдистые, переслаивающиеся с песчаниками, разнообразными доломитами и с прослоями доломито-сланцевой конгломерато-брекчии.

Сланцево-доломитовый горизонт, включающий породы центральной части нижней толщи, сложен в основном доломитами, разнообразными по цвету, зернистости, характеру включений и другим признакам. Меньшим развитием в составе горизонта пользуются кварцево-серицитовые, хлоритовые, серицито-хлоритовые и другие сланцы, которые окрашены в зеленовато-бурый, коричневый, буровато-серый и другие цвета. Еще меньшим распространением пользуются здесь песчаники с доломитовым цементом. И, как исключение, появляется прослой доломитового известняка.

Гематито-песчано-доломитовый горизонт представлен разнозернистыми кварцевыми и железистыми доломитами, песчаниками и кварцитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, т. е. разнообразными осадочными породами, переслаивающимися друг с другом. Специфическим для горизонта является наличие в нем прослоев гематитовых руд, представляющих собою в разной степени оруденелые доломиты

и глинистые сланцы. Прослои собственно сплошных руд (мощностью 10—12 *см*) встречаются редко. Гематитовые руды в прошлом эксплуатировались Туломозерским заводом.

Несмотря на значительную литологическую пестроту пород горизонта, в их распределении наблюдается определенная закономерность. Вверх по разрезу увеличивается количество терригенного материала, вплоть до появления в кровле горизонта (и всей нижней толщи) кварцито-песчаника с прослоями кварцевых конгломератов или с отдельными кварцевыми гальками.

Горизонты верхней толщи

В основании верхней толщи залегает **доломито-известняково-сланцевый горизонт**, сложенный талько-хлоритовыми, карбонатно-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с разнозернистыми доломитами, известняками и доломитовыми известняками.

Выше залегает **доломитовый горизонт**, в составе которого выделяются разнообразные по составу (чистые кварцевые, кварцево-слюдистые), зернистости и цвету доломиты. Сохраняя в целом одинаковую последовательность пород в вертикальном разрезе, породы верхней толщи испытывают некоторые фациальные изменения по горизонтали. Так, к примеру, из разреза выклиниваются слои известняков и т. д. Мощность пород комплекса 500—530 *м*.

Шунгито-карбонатно-сланцевый комплекс

Нижние горизонты названного комплекса, залегающие непосредственно на карбонатных породах, описаны на берегах р. Колош и в других пунктах.

Разрез начинается пачкой переслаивания серицито-хлорито-кварцевых и серицито-кварцевых тонкозернистых темно-серых сланцев и тонкозернистых доломитов. Выше залегают черные серицито-кварцевые (шунгитовые) сланцы. Мощность пород комплекса более 100 *м*.

Толща сланцев и всех других осадочно-метаморфических пород протерозоя сечется основными породами, которые имеют широкое площадное распространение. Диабазы и габбро-диабазы развиты в виде даек или пластовых интрузий. Последние участвовали в складчатости верхнекарельских пород.

Тектоника верхнекарельских отложений Коватъярви и Туломозера

Верхнекарельские осадочно-метаморфические образования слагают синклинорий в 20 *км* длиной и до 3—5 *км* в ширину, который имеет меридиональное простирание и погружение оси к югу под небольшим углом. Правда, то, что мы определяем как синклинорий, по существу является его частью, в которой от эрозии сохранилось лишь восточное крыло, замковая часть и незначительная часть западного крыла, в то время как почти все западное крыло синклинория срезано интрузией основных пород и гранитов рапакиви.

В пределах Туломозерского синклинория выделяется ряд поднятий и прогибов разной величины.

1) **Ягъярвинский прогиб**, расположенный северо-восточнее озера Ягъярви и севернее д. Луккола; прогиб имеет в длину около 8 *км* при ширине до 12 *км* и погружается на юго-запад, где открывается в сторону синклинория. Углы падения слоистости пород 10—30°.

2) **Сонский прогиб,** который намечается севернее д. Сонагора, вытянут в северном направлении на 1,5—2,0 *км* при ширине до 1,0 *км* и имеет в плане вид острого угла.

3) **Кодаярвинский** прогиб имеет меридиональное простирание и вытянут на север от широты д. Сона до озер Кодаярви и Холги-ламба. Длина прогиба 7,0—7,5 *км*, ширина 2—3 *км*.

4) **Колош-полвиярвинский** прогиб располагается северо-западнее озера Полвиярви и западнее р. Колош; имеет меридиональное простирание и величину 2,0 × 1,5 *км*.

Все перечисленные прогибы построены по одному плану. Крылья их сложены кварцитами, карбонатными породами и различными сланцами, заполняющими обычно прогибы. Углы падения слоистости пород в крыльях прогибов изменяются обычно в пределах 10—30°.

Кроме прогибов в Туломозерском синклинории намечаются еще поднятия.

5) **Полвиярвинское поднятие** располагается севернее оз. Полвиярви между реками Колош и Полвиёки. Ширина его около 1,0 *км*. Поднятие, представляющее собою выход на дневную поверхность гнейсо-гранитного основания, вытянуто в меридиональном направлении и с востока, юга и запада покрывается верхнекарельскими покровными образованиями. В северном направлении поднятие сливается с гнейсо-гранитным обрамлением основания синклинория.

6) **Сонское поднятие** представляет собою выход на дневную поверхность гнейсо-гранитного основания, который отделяет друг от друга Сонский и Кодаярвинский прогибы. Поднятие, с трех сторон покрытое верхнекарельскими отложениями, вытянуто на 1,5 *км* при ширине 0,5 *км*. На южном продолжении поднятия среди поля развития карбонатных пород гнейсо-граниты обнажаются в виде небольшого «окна» величиною 100 × 250 *км*.

7) **Лукколское поднятие** находится в 1 *км* западнее д. Лукколa и представляет собою обнажение гнейсо-гранита (600×400 *м*) среди верхнекарельских пород.

Породы верхнего карелия, заполняющие прогиб Туломозерского синклинория, смяты в серии пологих брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок с размахом крыльев в 300—600 *м* при длине 2—4 *км*. Кроме того, наблюдались многочисленные мелкие складки шириной в 1—10 *м* и более мелкие плойки. Сложность строения синклинория связывается еще с наличием ряда расколов в основном двух направлений: меридионального и широтного. Вблизи линий расколов падение слоистости в верхнекарельских породах делается крутым — до 60—80°.

3. Район озера Малое Янисъярви

Стратиграфия верхнекарельских пород района

В описываемом районе развиты породы архейской и протерозойской групп, вопросы стратиграфии которых до последнего времени оживленно дискуссируются разными геологами. Отделом геологии Карельского филиала АН СССР предложена следующая схема стратиграфии докембрия для данного участка (табл. 5).

В решении основного спорного вопроса стратиграфии докембрия на этом участке — соотношение «ладожских» и «ятулийских» образо-

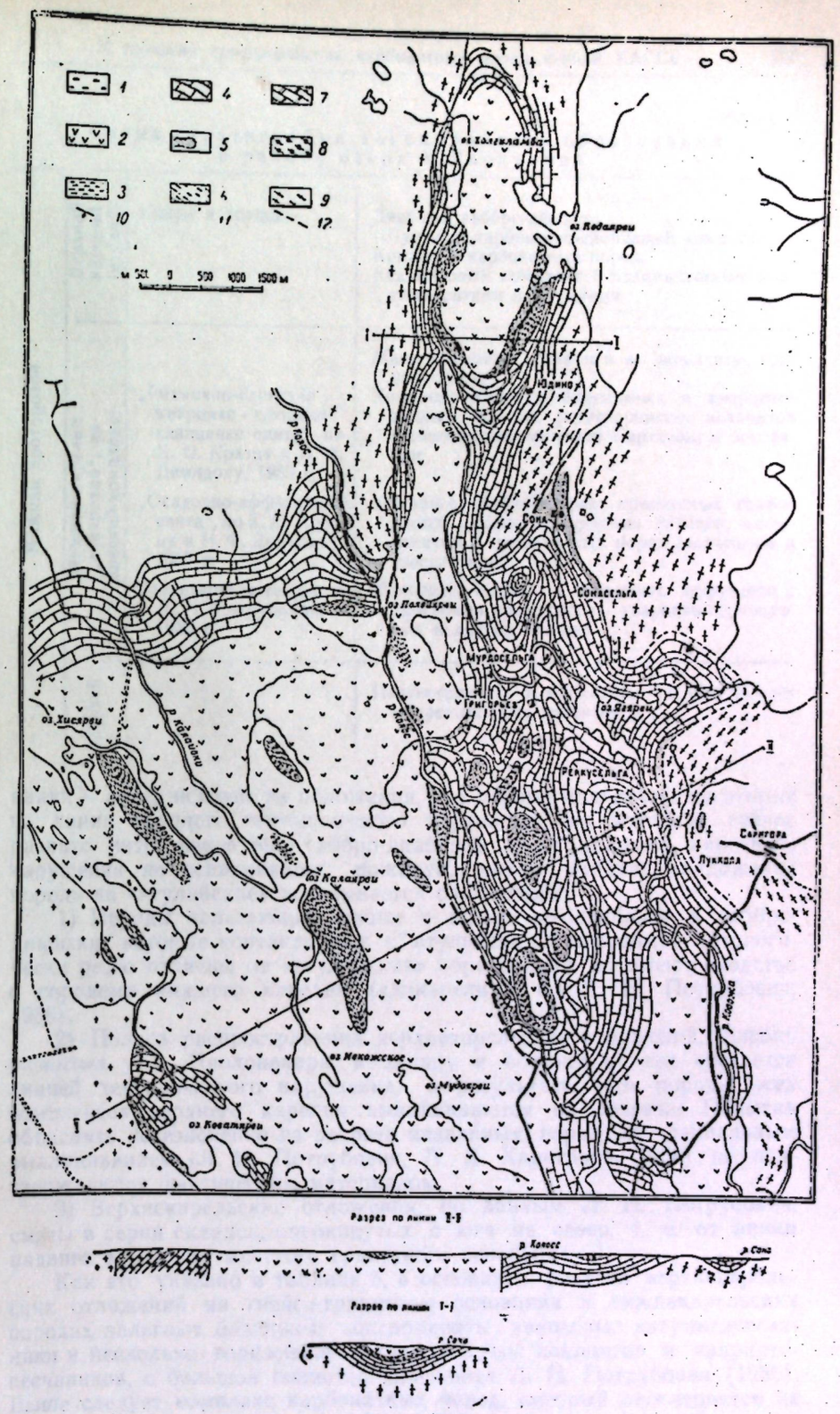


Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка Коватъярви — Туломозеро.

Условные обозначения:

1—граниты рапакиви; 2—метадиабазы, метагаббро-диабазы; 3—карбонатные, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы; 4—карбонатные породы („туломозерские"), переслаивающиеся с песчаниками

Таблица 5

Схема стратиграфии докембрийских образований в районе озера М. Янисъярви

Нижний протерозой	Верхний карелий (ятулий)	Свиты и толщи	Диабазы, габбро-диабазы (Шунгито)-карбонатно-сланцевый комплекс. Комплекс карбонатных пород. Кварцитовый комплекс с полимиктовыми конгломератами в основании.
	Нижний карелий („докарелий", ладожский комплекс)	„Ритмично-слоистая кварцито-слюдяно-сланцевая свита" по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953 г.	Микроклиновые граниты и их пегматиты, гранодиориты Комплекс кварцево-биотитовых и кварцитовидных сланцев, разнозернистых кварцитов с конгломератами (типа Партанен) в основании
		„Осадочно-эффузивная свита", по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953 г.	Комплекс амфиболовых, кремнистых графитовых, слюдисто-кварцевых сланцев, амфиболитов и карбонатных пород (доломитов и известняков)
		Ялонваарская толща, по Л. Н. Потрубович, 1956 г.	Комплекс кислых и основных эффузивов с прослоями графитистых кварцево-серицитовых и других сланцев
	Архей		Плагиограниты и мигматиты по ним за счет микроклиновых гранитов

ваний — автор исходит из положения, что первые надвинуты на вторые по линии крупного тектонического нарушения, по которому сейчас развито интрузивное тело габбро-диабазов. Факт наличия широтного нарушения не оспаривается, пожалуй, никем. Надвиг «ладожских пород» на «ятулийские» доказывается следующим:

1) Породы, залегающие южнее и выше метадиабазов и габбро-диабазов, которые контактируют с ятулийскими породами, литологически резко отличны от «ятулийских» образований, но имеют сходство с породами нижнего карелия («докарелия», по Л. Н. Потрубович, 1956).

2) Полоса распространения верхнекарельских отложений, широко развитых у д. Пролонваара, к западу и востоку от нее срезается линией тектонического нарушения, в результате чего породы всех комплексов верхнего карелия выклиниваются из разреза. Попытки объяснить исчезновение из разреза названных пород их фациальным выклиниванием (Л. Н. Потрубович, Л. Я. Харитонов, 1956) не подтверждаются фактическим материалом.

3) Верхнекарельские отложения, по данным Л. Н. Потрубович, смяты в серии складок, опрокинутых с юга на север, т. е. от линии надвига в сторону жесткого гранитного основания.

Как это указано в таблице 5, в основании разреза верхнекарельских отложений на гнейсо-гранитном основании и нижнекарельских породах залегают базальные конгломераты, аркозовые кварцитопесчаники и несколько горизонтов разнозернистых кварцитов и кварцитопесчаников, с большой полнотой описанных Л. Н. Потрубович (1956). Выше следует **комплекс карбонатных пород**, который расчленяется на следующие толщи и горизонты (табл. 6).

Таблица 6

Литолого-стратиграфическое подразделение комплекса карбонатных пород в районе озера М. Янисъярви

По Соколову В. А.		Мощность в *м*	По Потрубович Л. Н.
Толщи	Горизонты		Свиты
Верхняя	(Известняково-доломитовый)	30—40	Онежская
Нижняя	Гематито-песчано-сланцевый	10—15	Туломозерская
	Сланцево-карбонатный	130—140	
	Карбонатно-песчанистый	120—125	Костомукская

Нижняя толща

Как видно из таблицы 6, нижняя толща верхнепротерозойских карбонатных пород района озера Янисъярви представлена тремя следующими горизонтами.

Карбонатно-песчанистый горизонт, пересеченный рядом скважин СЗГУ, сложен разнообразными по зернистости, текстуре, цвету, характеру цемента и т. д. кварцито-песчаниками, филлитовыми (слюдисто-кварцевыми, кварцево-слюдистыми) сланцами и в небольшом количестве доломитами. Последние образуют пачки до 5—6 *м*, а обычно 1—3 *м* и различаются по цвету, зернистости, текстуре и другим свойствам.

Сланцево-карбонатный горизонт представлен разнообразными по цвету, характеру включений, структуре и текстуре доломитами, в небольшом количестве известковыми доломитами, переслаивающимися с филлитовыми (глинистыми) сланцами и песчаниками. Последние имеют подчиненное значение. Породы горизонта пересечены рядом скважин и обнажаются в ряде пунктов (мыс Кинтсинниеми, по р. Соанъёки и т. д.)

Гематито-песчано-сланцевый горизонт, выделенный в верхах нижней толщи, сложен кварцито-песчаниками, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, кварцевыми доломитами и прослоями гематитовой руды.

Верхней толще в данном районе соответствует **известково-доломитовый горизонт**. В составе его участвуют в основном доломиты (разнозернистые и разноцветные); в небольшом количестве присутствуют доломитовые известняки и кварцево-слюдистые сланцы.

Мощность пород комплекса 300—320 *м*.

Карбонатно-сланцевый комплекс

В основании комплекса залегает пачка тонкоритмичного переслаивания слюдисто-карбонатно-кварцевого сланца и кварцевого известняка и доломита; породы тонкозернистые светло-серые и зеленовато-серые. Выше следуют тонкозернистые фарфоровидные доломиты

светло-серого цвета с зеленоватым и иногда розоватым оттенком с прослоями слюдистых доломитовых известняков и слюдисто-кварцевых сланцев. Еще выше — кварцево-биотитовые и слюдисто-кварцевые темно-серые сланцы, переслаивающиеся с пачкой тонкозернистых темно-серых доломитов и в верхах разреза комплекса (пересеченного несколькими скважинами) — пачка переслаивания мелкозернистого кварц-биотито-карбонатного сланца и слюдистого доломитового известняка. Породы имеют темно- и светло-серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком.

Мощность пород комплекса 140—200 *м*.

Вышеописанные образования верхнего карелия развиты по северному (кварцитовый комплекс), северо-восточному и восточному берегам озера Малое Янисъярви (все комплексы верхнего карелия).

Верхнекарельские и более древние комплексы пород секутся диабазами и габбро-диабазами.

Тектоника верхнекарельских пород района озера М. Янисъярви

Верхнекарельские образования района слагают сложнопостроенный синклинорий, имеющий северо-западное, почти широтное простирание. От синклинория в настоящее время сохранилось лишь его северное крыло. Южное взброшенное крыло синклинория тектонически срезано. Крыло синклинория, осложненное севернее д. Пролонваара синклинальным прогибом величиною 2,0 × 1,5 *км*, слагают кварциты, кварцито-песчаники и песчано-глинистые породы, падение которых на юг под углом 30—50°. Центральная часть синклинория заполнена в основном карбонатными породами и породами карбонатно-сланцевого комплекса. Указанные породы, по данным Л. Н. Потрубович, смяты в серии крутых наклонных складок, с размахом крыльев в 160—220 *м*, частью опрокинутых на север. Углы падения северных крыльев 70—80°, южных 40—50°.

Кроме довольно крупных складок среди верхнекарельских пород описаны разнообразные мелкие складки с размахом крыльев от 0,5 до 2—5 *м*. В верхнекарельских и других образованиях района отчетливо выражены дизъюнктивные дислокации с вертикальными и горизонтальными подвижками.

4. Район Прионежья

Район развития верхнекарельских карбонатных пород охватывает обширные территории, тяготеющие к Онежскому озеру в северной его части (в Прионежье).

Стратиграфия пород района

Стратиграфическая последовательность архейских и протерозойских образований представлена в таблице 7.

Образования верхнего карелия, залегающие трансгрессивно на архейских и нижнекарельских породах, начинаются базальными отложениями (полимиктовые конгломераты, древняя кора выветривания и т. д.), которые в разных участках Прионежья покрываются различно построенными толщами верхнекарельских пород.

Во внешних синклинальных прогибах Прионежского синклинория (их краткое описание дано ниже) выше базальных отложений следуют отложения первого типа:

1) толща кварцито-диабазовая, сложенная кварцитами, кварцито- песчаниками, редко песчано-глинистыми сланцами и кварце-

Таблица 7

Схема стратиграфии докембрийских образований в районе Прионежья

		Отложения „первого типа"	Отложения „второго типа"
Протерозой	Верхний протерозой (иотнийская система)		Основные породы Песчаники и кварцито-песчаники
	Нижний протерозой (карельская система) Верхний карелий	Известняки, доломиты, глинистые, песчано-глинистые сланцы, кварцито-песчаники	Комплекс зеленокаменных пород (интрузивные и эффузивные основные породы) Осадочно-вулканогенный комплекс Шунгито-сланцевый комплекс Доломиты, известняки, песчанистые доломиты, глинистые сланцы
		Метадиабазы	
		Кварцито-песчаники, песчано-глинистые сланцы, кварцевые конгломераты	Доломиты, доломитовые известняки, глинистые сланцы, песчаники
		Метадиабазы	
		Кварциты, кварцевые конгломераты, сланцы, кора выветривания, конгломерато-брекчия, полимиктовые конгломераты.	
	Нижний карелий	Микроклиновые граниты	
		Полевошпатовые амфиболиты, серпентиниты, кварцевые порфиры и кератофиры, зеленые сланцы и метадиабазы, филлиты с прослоями кварцитовых сланцев.	
Архей		„Онежские граниты"	
		Плагиоклазовые гнейсо-граниты. Биотитовые, амфиболовые и другие сланцы.	

выми конгломератами. Последние указывают на перерывы в осадконакоплении образований. Среди песчанистых пород встречаются пласты основных пород. Мощность толщи 400—300 *м*.

2) Толща песчано-глинисто-карбонатная начинается кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками, а сложена, в основном, песчано-глинистыми и карбонатными породами, которые венчают здесь разрез верхнекарельских отложений. Мощность толщи 100—115 *м*.

Указанные образования (помещенные в левой части таблицы), которые характеризуются тем, что в составе разреза преобладают песчанистые породы, а карбонатные находятся в подчиненном положении, неоднократно описывались в литературе (Харитонов, 1936; Гиляров а, 1948; Кратц, 1953; Соколов, 1958), а поэтому здесь подробно не рассматриваются.

В западном и восточном крыльях Прионежского синклинория породы верхнего карелия имеют иное строение (отложения «второго типа»). Так, например, в западном крыле синклинория выше конгломерато-брекчии (тип Бригуннаволока) и 40—60-метровой пачки песчано-глинистых сланцев и туфосланцев, кварцито-песчаников и песчаников с прослоями кварцевых конгломератов залегают породы комплекса карбонатных пород, внутренняя стратиграфия которого показана на таблице 8.

Таблица 8

Литолого-стратиграфическое подразделение комплекса карбонатных пород в районе Прионежья

Толщи	Горизонты (свиты)	Краткое описание
Верхняя („белогорская")	Доломитовый („тивдийско-белогорская" и „красногорская" свиты)	Доломиты разнозернистые красноцветные и серые доломиты (брекчиевидные, кварцевые, однородные и т. д.)
	Песчанисто-доломитовый („вонгубская" свита)	Доломиты песчанистые и пиритоносные, сланцевая брекчия, глинистые и песчано-глинистые сланцы
Нижняя („пялозерская")	Песчано-глинистый гематитовый („кивишурьинская" свита)	Кварцито-песчаники, глинистые, песчано-глинистые и глинисто-карбонатные сланцы, кварцевые доломиты и прослои гематита
	Терригенно-доломитовый („сундозерско-пялозерская" свита)	Доломиты, разнообразные по зернистости, цвету, характеру включений и т. д., глинистые и мергелистые сланцы, песчаники
	Карбонатно-терригенный („кучинская" свита)	Песчаники, глинистые и песчано-глинистые сланцы, мергелистые доломиты, редко доломитовые известняки, сланцевая брекчия

Наиболее полная характеристика карбонатных пород Прионежья была дана в предыдущей статье.

Выше в разрезе, как это видно в правой части таблицы 7, следует комплекс шунгито-сланцевый, сложенный кварцево-серицитовыми, шунгитовыми и другими сланцами с прослоями тонкозернистых доломитов, шунгитов и интрузивными телами диабазов.

В верхах верхнего карелия залегает осадочно-вулканогенный комплекс, состоящий из разнообразных сланцев (глинистых, кремнистых, туффитов), туфов, туфо-песчаников и основных эффузивов. В верхней части разреза протерозоя в Прионежье располагаются иотнийские кварцито-песчаники и кварциты, пересеченные основными породами.

Тектоника верхнекарельских пород Прионежья

Верхнекарельские породы в районе Онежского озера образуют крупный Прионежский синклинорий, в составе которого выделяется несколько крупных внешних синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий:

1) **Викшиламбинский (койкарский)** синклинальный прогиб длиною до 20 *км* при ширине до 3 *км* вытянут к юго-западу и югу от д. Койкары.

2) **Святнаволоцко-мяндусельгский** синклинальный прогиб прослеживается на 20 *км* к северу от озера Пялозеро. Восточнее д. Юстозеро синклиналь замыкается, и на ее продолжении прослеживается ряд более мелких замкнутых синклинальных складок.

3) **Ялгамский** синклинальный прогиб намечается в долине р. Ялгамки, севернее озера Лижмозеро и имеет длину около 15 *км*.

4) **Кумсинско-Медвежьегорский** синклинальный прогиб протягивается от г. Медвежьегорска к западу на расстоянии 25 *км* при ширине 2—3 *км*.

Все указанные крупные синклинальные прогибы заполнены осадочно-метаморфическими и основными породами, которые выше описаны как отложения «первого типа». Углы падения слоистости и пластовой отдельности пород в крыльях структур колеблются в пределах 5—30°. Отмечены еще более мелкие (длиною до 1,5 *км*) синклинальные прогибы: Луканойский, Повенецкий и др. Все синклинали сливаются с собственно синклинорием, который заполнен толщами разнообразных пород, описанных выше как отложения «второго типа». Последние смяты в серии пологих синклинальных и антиклинальных складок, которые, имея размах крыльев от 1 до 4 *км*, прослеживаются на десятки километров. Углы падения крыльев в них 10—20°. Описаны несколько брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок.

Кроме крупных синклинальных структур, в пределах Прионежского синклинория располагается несколько антиклинальных поднятий, таких как:

5) **Сундозерское** антиклинальное поднятие, представленное несколькими небольшими (от 1 до 3 *км* в поперечнике) выступами архейских гнейсо-гранитов и нижнекарельских пород среди верхнекарельских образований на западном берегу озера Сундозеро.

6) **Кумчезерское** антиклинальное поднятие, сложенное выступом архейских и частично нижнекарельских пород, которые отделяют друг от друга Ялгамское, Святнаволоцко-Мяндусельгское и Кумсинско-Медвежьегорское синклинальные прогибы.

7) **Пергубское** антиклинальное поднятие, которое представлено несколькими небольшими выходами гнейсо-гранитов, обнажающихся среди верхнекарельских пород восточнее и южнее д. Пергуба.

Относительно пологое залегание пород верхнего карелия нарушается вблизи от линий дизъюнктивных нарушений, которые описаны в ряде пунктов (Кумсинское тектоническое нарушение, Белогорские нарушения, Святнаволоцкое и др.).

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАССР

Выше в конспективной форме изложены основные данные по геологии районов развития верхнекарельских карбонатных пород южной части КАССР, т. е. по районам озер Суоярви, Туломозера, Малого Янисъярви и Прионежья. Из изложенного выше материала видно, что карбонатные породы слагают большую часть разреза верхнекарельских образований и в основном определяют характер геологии и литологии покровных верхнекарельских отложений. Поэтому, обобщая данные о геологии карбонатных пород, по существу, придется говорить о геологии верхнекарельских отложений в целом. В данном разделе будут рассмотрены вопросы «внутренней» стратиграфии и изменения состава верхнекарельских образований по горизонтам, а также тектоники и магматизма.

1. «Внутренняя» стратиграфия верхнекарельских отложений (Характеристика вертикального разреза)

Во всех описанных выше районах развития верхнекарельских отложений в составе их обычно отчетливо выделяются по три осадочных серии пород, отделенных друг от друга перерывами в осадконакоплении.

Нижние осадочные серии во всех указанных выше районах включают в себя породы кварцитового комплекса. В низах этого комплекса залегают либо полимиктовые конгломераты (в районах Малого Янисъярви и Прионежья), либо древняя кора выветривания гнейсо-гранитного основания (в районах озер Суоярви и Туломозера и Прионежья), которые обычно покрываются толщей кварцито-песчаников с прослоями кварцевых конгломератов. Кварцевые конгломераты чаще приурочиваются к основанию кварцитового комплекса (во всех районах) и его кровле (район озер Суоярви, Туломозера), но встречаются и внутри разреза кварцитовых отложений (район озера Суоярви). Кварцевые конгломераты в основании нижней осадочной серии хорошо маркируют нижнюю границу кварцитового комплекса, трансгрессивно покрывающего и полимиктовые конгломераты и древнюю кору выветривания, а в случае отсутствия названных образований — нижнекарельские и архейские породы. Верхняя граница кварцитового комплекса очерчивается в районе Туломозера прослоями кварцевого конгломерата и резкой сменой характера осадков выше кварцевых конгломератов. В районе озера Суоярви верхняя граница кварцитового комплекса проводится ниже пласта эффузивных основных пород и прослоев конгломерата, залегающих на основных породах. В районе Прионежья характер верхней границы кварцитового комплекса устанавливается следующим образом. В восточном крыле Прионежского синклинория в верхах кварцитового комплекса встречаются прослои кварцевых конгломератов. В западном крыле прионежской структуры верхнекарельских пород к нижней осадочной серии относятся гранитная конгломерато-брекчия типа Бригуннавалок, покрывающие их аркозовые песчаники и темно-серые, коричневые и другие сланцы (туффиты), выше которых лежат метадиабазы, а также горизонт переслаивания розовато-серых аркозовых песчаников, серых кварцевых песчаников, неравномернозернистых зеленовато-серых кварцито-песчаников. Верхняя граница комплекса проводится по прослоям кварцевых конгломератов, имеющих мощность 1,5—2,0 *м* и хорошо выдержанных по простиранию (в разрезах по скважинам № 1, 2 СЗГУ).

В районе озера М. Янисъярви верхняя граница рассматриваемого комплекса намечается по линии контакта между слившими кварцитами и вышележащими неравномерно-крупнозернистыми кварцито-песчаниками, на которых залегают пачки переслаивания песчаников, песчано-глинистых сланцев и карбонатных пород. Указанная граница является в некоторой мере условной, хотя фиксирует резкую смену характера осадконакопления в разрезе описываемых образований.

Таким образом, почти во всех названных выше районах отчетливо устанавливается верхняя граница кварцитового комплекса, которая проходит по прослоям пород, образовавшимся в момент перерыва в осадконакоплении (кварцевые конгломераты), либо в период резкой смены характера осадконакопления.

Мощность пород кварцитового комплекса с достоверностью не установлена в районе озер Суоярви и М. Янисъярви, но, по-видимому, измеряется сотнями метров (150—300 *м* в районе озера Суоярви и 300—800 *м* в районе М. Янисъярви); в районе Туломозера мощность не превышает 30 *м*, а в западном и восточном крыльях Прионежского синклинория изменяется в пределах 0—60 *м*.

Средние осадочные серии в описываемых районах соответствуют нижним толщам комплекса карбонатных пород, которые имеют отчетливые литологические границы, подчеркиваемые перерывами в осадконакоплении.

Нижняя граница средней осадочной серии в районе Туломозера и в Прионежье проводится по прослоям кварцевых конгломератов. В районе озера Суоярви в основании средней осадочной серии залегает седиментогенная конгломерато-брекчия, сложенная обломками кварца, метапорфирита, глинистых сланцев в песчано-кварцевом цементе. Конгломерато-брекчия подстилается метапорфиритом либо кварцитами. В районе озера М. Янисъярви в низах средней осадочной серии залегает пачка крупно-неравномернозернистых кварцито-песчаников.

Верхние границы средней осадочной серии в западном крыле Прионежского синклинория и в районе озера Суоярви выражены очень четко пачками глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями кварцевых доломитов и в верхах пачки — кварцито-песчаниками. На плоскостях напластования песчано-глинистых пород здесь встречаются знаки ряби и трещины усыхания, что свидетельствует о периодическом обмелении зон осадконакопления во время формирования названных пород. В районе Туломозера пачка пород, маркирующая верхнюю границу средней осадочной серии, имеет более сложное строение из-за неоднократного чередования прослоев глинисто-песчанистых сланцев и песчаников, но устанавливается хорошо. Во всех указанных районах с песчано-карбонатно-глинистой пачкой в верхах средней осадочной серии связаны скопления характерных гематитовых прослоев, что неоднократно подчеркивалась разными авторами (С. И. Зак, З. Т. Громова, В. В. Яковлева и др., 1954) и делает гематитовые руды неотъемлемой частью данной пачки. В районе озера М. Янисъярви верхняя граница средней осадочной серии устанавливается по тому маломощному пласту песчаников и сланцев, с которым связаны гематитовые прослои, т. е. присутствие здесь последних помогает расчленять разрез пород. Описываемая граница в восточном крыле Прионежского синклинория проводится З. Т. Громовой и др. (1954) по прослоям глинистых сланцев и сланцевой брекчии условно, так как здесь нет песчано-глинистой пачки пород с гематитовыми прослоями.

Средние осадочные серии, как это говорилось выше при описании нижней толщи комплекса карбонатных пород, в разных районах сложены горизонтами карбонатных пород (доломитов, доломитовых известняков и других), переслаивающихся со сланцами, сланцевыми брекчиями и песчаниками, часто с карбонатным цементом.

Таким образом, для вертикального разреза средней осадочной серии характерными являются следующие особенности:

а) В подошве и кровле серии залегают породы, которые свидетельствуют о перерывах в осадконакоплении или о резкой смене условий осадконакопления.

б) Характер разреза серии меняется снизу вверх по следующей схеме: крупнозернистые (обычно кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты) → мелко- и тонкозернистые (карбонатные породы и сланцы) → крупнозернистые (кварцито-песчаники)*.

в) К кровле серии приурочены гематитовые прослои.

г) Мощность пород серии колеблется в пределах 200—400 *м*.

Верхние осадочные серии включают в себя верхнюю толщу комплекса карбонатных пород и комплекс шунгито-карбонатно-сланцевый.

Нижние границы осадочной серии по существу совпадают с верхней границей средней осадочной серии, описанной выше. В основании верхней

* Характер изменения состава пород в вертикальном разрезе средней осадочной серии, как установлено уже после написания этой статьи, является более сложным (*прим. автора*).

осадочной серии залегают глинистые и песчано-глинистые сланцы (район озер Туломозера и М. Янисъярви), с которыми переслаиваются песчанистые доломиты и сланцевая брекчия (район Прионежья и озера Суоярви). Выше залегают доломиты и среди них прослои известняков комплекса карбонатных пород и породы шунгито-карбонатно-сланцевого комплекса. Граница между комплексами пород в большинстве районов отчетливо проводится по резкой смене состава и облика пород. В Прионежье и в районе Туломозера на породах комплекса карбонатов залегают серые и темно-серые кварцево-слюдистые «сланцы» — породы часто массивные с отчетливой тонкой слоистостью и выше по разрезу — с прослоями доломитовых сланцев и доломитов, тонкозернистых, фарфоровидных светло-серых и зеленовато-серых. Еще выше лежат шунгитовые сланцы. В районе озер Суоярви и М. Янисъярви шунгито-карбонатно-сланцевый комплекс начинается пачкой ритмично переслаивающихся зеленовато-серых доломитовых и серых кварцево-серицитовых сланцев, на которых лежат фарфоровидные доломиты, переслаивающиеся с темно-серыми кварцево-слюдистыми сланцами, а выше (в районе озера Суоярви) следуют сланцы.

Верхняя граница верхней осадочной серии верхнекарельских образований может быть проведена сугубо условно по появлению в разрезе прослоев туфо-песчаников и других пород, описанных только в Прионежье.

В целом для разрезов пород верхней осадочной серии характерны следующие черты:

а) Характер пород в разрезе снизу вверх меняется по следующей схеме: терригенные породы (песчано-глинистые породы, песчанистые доломиты) → карбонатные породы (доломиты и известняки) → терригенные (кварцево-слюдистые сланцы, туфо-песчаники и другие породы).

б) В некоторых разрезах (Прионежье) в доломитах (верхи верхней толщи комплекса карбонатных пород) встречены колонии сине-зеленых водорослей.

Выше дана характеристика разрезов верхнекарельских отложений, наиболее характерных для южной части КАССР. Однако в главе о геологии района Прионежья указывалось, что карбонатные породы встречаются в составе верхнекарельских отложений, имеющих существенно иной состав. В разрезе здесь преобладают кварцито-песчаники, а другие породы имеют подчиненное значение. Такие разрезы характерны для пород, слагающих внешние синклинальные прогибы Прионежского синклинория. Осадочные породы, заполняющие синклинальные прогибы, образуют, предположительно, три серии осадков, отделенных друг от друга перерывами в осадконакоплении. Последние обычно устанавливаются по прослоям кварцевых конгломератов в основании и верхах серий.

Нижние осадочные серии, залегающие либо на гнейсо-гранитном основании, либо на нижнекарельских породах, отделяясь от них полимиктовыми конгломератами или древней корой выветривания, сложены разнозернистыми аркозами и кварцито-песчаниками зеленовато-серого цвета с хорошо выраженной горизонтальной, а в ряде случаев — косой слоистостью. В основании и в кровле серии залегают прослои кварцевых конгломератов. Мощность пород нижней осадочной серии варьирует в пределах 40—170 *м*.

Средние осадочные серии представлены обычно светло-серыми косослоистыми кварцито-песчаниками, плотными серовато-зелеными и розоватыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с горизон-

тальной и перекрещивающейся слоистостью, со знаками ряби на плоскостях напластования. Кроме того, в районе озера Немикас О. А. Рийконен отмечала среди песчанистых пород средней осадочной серии прослои серых и коричневых глинистых сланцев, местами с рудной вкрапленностью. Мощность пород серии 20—40 *м*.

Верхние осадочные серии имеют в основании песчано-глинистые породы, подстилающие вышележащие терригенно-карбонатные осадки. Последние представлены доломитами, известняками и в небольшом количестве доломитовыми известняками. В основании терригенно-карбонатной пачки доломиты обычно кварцевые (песчанистые), мергелистые, переслаивающиеся с песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. В верхах пачки залегают карбонатные породы.

На контактах между осадочными сериями обычно залегают пласты метадиабазов.

Подводя итог вышеизложенному о характере разрезов верхнекарельских отложений, можно отметить, что в южной части КАССР карбонатные породы принимают участие в составе, по крайней мере, двух основных типов строения названных образований.

2. О фациальных изменениях верхнекарельских образований

В ходе изучения состава карбонатных и других пород верхнего карелия был получен некоторый фактический материал о характере изменений фациального состава пород в горизонтальном направлении как по простиранию, так и в крест простирания толщ.

Состав пород средних осадочных серий в крест простирания, т. е. от центральной части верхнекарельских структур к ее крыльям, меняется следующим образом. В этом направлении в разрезе увеличивается количество и мощность прослоев песчаника с карбонатным цементом и прослоев кварцито-песчаников, которые по горизонтали замещают синхронные им прослои карбонатных и песчано-глинистых пород. Последние выклиниваются из разреза, что хорошо видно в геологическом разрезе по первому структурному профилю в районе озера Суоярви и в районе озера М. Янисъярви. В западном крыле Прионежского синклинория в указанном направлении увеличивается количество и мощность прослоев сланцевой седиментогенной брекчии, сменяющей синхронные ей слои глинистых сланцев.

В составе верхних осадочных серий фациальные изменения в крест простирания толщ выражаются в выклинивании из разреза прослоев известняков при приближении к крыльям структур, что отчетливо устанавливается в районе озер Суоярви и Туломозера.

Изменения состава пород по простиранию толщ как средней, так и верхней осадочных серий в пределах одной структурно-фациальной зоны выражены менее отчетливо и происходят в основном за счет выпадения или появления в разрезе прослоев карбонатных и песчано-глинистых пород, что хорошо видно при сопоставлении разрезов вдоль западного крыла Прионежского синклинория, разрезов по первому и третьему профилям в районе озера Суоярви и т. д. Сравнение между собою сводных разрезов верхнекарельских образований из районов озер Суоярви, Туломозера, М. Янисъярви и краевых частей Прионежского синклинория показывает, что разрезы чрезвычайно сходны друг с другом, хотя районы развития названных образований пространственно разобщены друг от друга на расстоянии 50—100 *км* каждый. В связи с этим нельзя согласиться с утверждениями Л. Я. Харитонова

(1956) и Л. Н. Потрубович (1956) о резком фациальном изменении (выклинивании) «ятулийских» отложений к востоку и западу от д. Пролонваара (район озера М. Янисъярви).

Фактический материал о фациальных изменениях верхнекарельских образований еще невелик, но то, что уже известно, позволяет считать фациальные изменения состава описываемых образований в крест простирания их характерной особенностью. Этот вопрос имеет большое теоретическое и практическое значение уже с позиций выработки стратиграфической схемы протерозоя.

Известно, что до недавнего времени стратиграфическая схема верхнекарельских образований обычно рисовалась в виде вертикального разреза, в котором полимиктовые конгломераты и древняя кора выветривания гнейсо-гранитов (базальные образования) выше сменялись кварцито-песчаниками, переслаивающимися с метадиабазами, а еще выше следовали песчано-глинистые сланцы, толща доломитов, сланцевая шунгитоносная толща, эффузивно-осадочные породы и т. д.

Однако применение буровых работ и накопление в связи с этим нового фактического материала позволило установить, что указанная выше схема стратиграфии верхнекарельских отложений не является универсальной для всех районов развития описываемых образований. Выявлено, что в различных структурно-фациальных зонах формировались качественно различные и специфические типы отложений. В одних зонах накоплялись существенно кварцито-песчаниковые толщи с подчиненным количеством карбонатных пород, а в других, наоборот, осаждались карбонатные осадки с подчиненным количеством песчано-глинистых пород. Те и другие типы отложений являлись синхронными друг другу образованиями. Признание синхронности в образовании верхнекарельских отложений, по крайней мере с двумя типами разрезов, привело к необходимости коррелировать их (1953, 1955), учитывая совокупность разнообразных фактов, определенное, повторяющееся в разнотипных разрезах сочетание которых позволяет выделить общие опорные горизонты. К числу этих признаков были отнесены: а) перерывы в осадконакоплении; б) характер смены пород в вертикальном разрезе осадочных серий для выявления соответствия в тенденциях геологического развития; в) присутствие специфических осадочных пород (слои известняков, гематитовые прослои); г) поверхности несогласия нижней осадочной серии с подстилающими породами и т. д.

Корреляция разрезов отложений, развитых во внешних синклинальных прогибах (отложения «первого типа») и крыльях Прионежского синклинория (отложения «второго типа»), которые описаны выше, приводит к следующему.

В нижних осадочных сериях из отложений обоих типов основанием, подстилающим породы, служат полимиктовые конгломераты и древняя кора выветривания, нижнекарельские сланцы и микроклиновые граниты, архейские гнейсо-граниты, т. е. различные породы, на которых образования нижней осадочной серии залегают несогласно. Поверхность несогласия может считаться нижним опорным горизонтом.

Изменение состава пород происходит в обеих толщах осадков по такой схеме (снизу вверх): крупнозернистые → мелко- и среднезернистые → крупнозернистые. В обоих типах это: кварцевые конгломераты → неравномернозернистые кварцито-песчаники → кварцевые конгломераты.

В средних осадочных сериях состав осадков в обоих типах отложений изменяется снизу вверх по следующей схеме: крупнозернис-

тые → мелко- и тонкозернистые → крупнозернистые. В «первом типе» отложений эта схема иллюстрируется таким разрезом: кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники → мелко- и среднезернистые песчаники с глинистыми прослоями → кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты. Во «втором типе» отложений изменения в составе пород такие: кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники → глинистые сланцы и карбонатные породы → кварцито-песчаники.

В обоих типах отложений намечаются перерывы в осадконакоплении ниже и выше осадочной серии. В обоих типах отложений отмечены скопления рудных минералов.

В верхних осадочных сериях изменение состава пород в разрезе снизу вверх идет по такой схеме: крупнозернистые → тонкозернистые → мелкозернистые, то есть кварцито-песчаники и глинистые сланцы → карбонатные породы в «первом типе» и песчаники с доломитовым цементом и песчанистые доломиты → карбонатные породы → кварцево-слюдистые и шунгитовые сланцы во «втором типе» разреза.

В обоих типах отложений присутствуют белые кристаллические зернистые известняки, которые очень редко встречаются в верхнекарельских породах, а в составе других осадочных серий не встречены. Присутствие в верхней осадочной серии осадков обоих типов литологически сходных известняков, которые могут образоваться лишь в определенных фациальных условиях, позволяет считать известняки опорным горизонтом для обоих типов отложений. Тем более, что выше известняков в разрезах обоих типов лежат литологически сходные серые мелкозернистые доломиты. Верхи отложений обоих типов интрудированы диабазами и габбро-диабазами.

Предлагаемая нами схема корреляции отложений обоих типов показана на таблице 9.

Таблица 9

Сопоставление отложений „первого" и „второго" типа в Прионежье

„Первый тип" отложений	„Второй тип" отложений
Габбро-диабазы	Габбро-диабазы
	Сланцевая шунгитоносная толща, доломиты разнозернистые красноцветные
Доломиты серые	Доломиты серые
Известняки белые, серые, кристаллически-зернистые	Известняки белые, розоватые, сероватые кристаллически-зернистые
Переслаивание глинистых, песчано-глинистых сланцев и глинистых песчаников	Песчанистые доломиты с прослоями глинистых сланцев
Кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты	Песчаник с доломитовым цементом, сланцевая брекчия
Перерыв	
Кварцевый конгломерат, неравномернозернистый кварцито-песчаник	Кварцито-песчаник, глинистый сланец
Глинистый песчаник и сланец	Переслаивание разнозернистых и разноцветных доломитов и глинистых сланцев с прослоями доломитовых известняков
Неравномернозернистый кварцито-песчаник, кварцевый конгломерат	Переслаивание песчано-глинистых сланцев, песчаников и кварцевых конгломератов

Продолжение таблицы 9

„Первый тип" отложений	„Второй тип" отложений
Перерыв	
Неравномернозернистый кварцито-песчаник, кварцевый конгломерат	Неравномернозернистые кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты
Перерыв	
Кора выветривания	Глинистые и песчано-глинистые сланцы, аркозы, гранитная конгломерато-брекчия типа Бригуннаволок
Перерыв	
Полимиктовые конгломераты	
Плагиоклазовые гнейсо-граниты, мигматизированные микроклиновыми гранитами, которые еще секут образования нижнего карелия	

В таблице 9 показаны лишь крайние члены в ряду устанавливаемых фациальных изменений состава пород в указанных разрезах, а промежуточные звенья, объясняющие характер перехода одного типа отложений в другой, не приведены. Такими промежуточными звеньями можно, по-видимому, считать те изменения, которые указывались выше при описании фациальных изменений состава пород в крест простирания толщ.

Таким образом, установление в верхнекарельских отложениях двух типов разрезов, синхронных друг другу и связанных по горизонтали путем выклинивания прослоев карбонатных, а затем и глинистых пород, при приближении к крыльям структуры, и заменой их кварцито-песчанистыми отложениями приводит к необходимости заменить «универсальный» стратиграфический разрез верхнего карелия в стратиграфических схемах стратиграфическими разрезами, дифференцированными для различных структурно-фациальных зон осадконакопления.

3. Тектоника верхнекарельских отложений

Во всех пунктах развития верхнекарельских образований они слагают складчатые структуры, получившие название синклинориев, которые по своему строению напоминают «унаследованные мульды», описанные Н. С. Шатским (1938) и Н. П. Кропоткиным (1950) в палеозойских отложениях Казахстана. Крылья синклинориев сложены кварцитами и карбонатными породами, а внутренние части складчатых структур заполнены карбонатами, разнообразными сланцами и основными породами, которые обычно смяты в серии пологих синклинальных и антиклинальных складок.

В строении всех описанных выше синклинориев вырисовывается несколько типичных особенностей, определяющих характер тектоники верхнекарельских структур.

Во-первых, внутри всех синклинориев (Прионежского, Туломозерского, Суоярвского и Янисъярвского) выделяется по нескольку прогибов и поднятий складчатого, чаще архейского гнейсо-гранитного, основания и соответствующее этим неровностям основания усложнение структуры верхнекарельских покровных толщ. Поднятия основания, образующие выступы гнейсо-гранитов среди поля верхнекарельских

пород, описаны в Прионежском и Туломозерском синклинориях. На границе площади распространения верхнекарельских отложений и площади развития подстилающих образований в каждом синклинории выделяется по нескольку прогибов, представляющих в плане (эрозионный срез) «языки» верхнекарельских пород в сторону площади развития подстилающих пород и поднятий оснований. Последние образуют в плане «языки» в сторону площади, занятой верхнекарельскими породами. Особо четко поднятия и прогибы выражены в районах Прионежья, Суоярви и Туломозера.

Во-вторых, для верхнекарельских отложений характерно пологое залегание под углом в 10—30°, причем породы смяты в серии симметричных складок, оси которых вытянуты в направлении простирания синклинориев. Очень характерным для пород верхнего карелия является развитие в них брахискладок (брахиантиклиналей и брахисинклиналей) и близких к ним структур, что обусловливает своеобразный план-узор складчатости, где осадочные породы образуют округлые, овальные и с другим рисунком замкнутые или с частыми пережатиями и невыдержанным простиранием складки, что хорошо видно на геологических картах (рис. 3). Даже довольно хорошо выраженные линейные структуры, протягивающиеся, например, в Прионежском синклинории на десятки километров, при ундуляции оси складок образуют отдельные крупные куполовидные антиклинали. В местных структурах отмечена еще одна характерная черта. В них антиклинали значительно уже синклиналей, причем падение пластов, например, в синклиналях с глубиной выполаживается. Это отмечено в Суоярвском и Туломозерском синклинориях, на это указывала В. В. Яковлева (1956) и другие в Прионежском синклинории. На фоне сравнительно крупных и пологих складок верхнекарельских образований, а особенно среди карбонатных пород, четко выделяются мелкие складки шириной от нескольких сантиметров до 20—40 метров. Выделяются серии симметричных и асимметричных складок, наклонных, лежащих и других, которые уже отмечались выше.

В-третьих, характерной особенностью тектоники верхнекарельских образований является проявление дизъюнктивных нарушений. По характеру перемещений выделяются:

а) вертикальные перемещения (сбросы, взбросы, надвиги),

б) горизонтальные перемещения (сдвиги).

Наиболее широко проявлены вертикальные перемещения по сколам, которые двояко влияют на строение верхнекарельских синклинориев. Благодаря вертикальным перемещениям испытывали поднятия, а затем разрушались значительные части верхнекарельских структур. Например, южное крыло Янисъярвского синклинория; южная часть Суоярвского синклинория; западное крыло Туломозерского синклинория и т. д. Далее с сколами и с вертикальными перемещениями связывается появление и складок сколов, которые наблюдаются вблизи тектонических зон в верхнекарельских отложениях, и выражаются в круто падающих, иногда опрокинутых складках, которые резко отличаются от широко развитых и в общем пологих структур верхнего карелия. Такие опрокинутые складки описаны вдоль кумсинского сброса, отмечены В. В. Яковлевой и другими (1955) в районе северо-восточнее Святнаволока в Прионежском синклинории. Крутое падение верхнекарельских пород наблюдалось севернее озера Полвиярви в Туломозерском синклинории. Флексурные крутые перегибы карбонатных пород известны в Суоярвском синклинории. Особо интенсивно проявилось влияние сколов и последующего надвига древних пород

на верхнекарельские отложения в Янисъярвском синклинории, где описываемые породы, по данным Л. Н. Потрубович, смяты в серии крутых изоклинальных складок, опрокинутых в сторону жесткого архейского основания.

Горизонтальные перемещения (сдвиги) наблюдались в ряде пунктов (на Кинтсинниемском месторождении доломитов, в Вонгубской ломке мраморизованных доломитов, в районе р. Кумсы и т. д.), но амплитуды сдвигов обычно невелики (от 1 *см* до 10 *м*), и они не оказывают существенного влияния на структуры верхнекарельских пород.

Направления сколов в разных синклинориях различны и отмечены выше в очерках геологии по районам.

4. О проявлении магматической деятельности

Магматическая деятельность верхнего карелия проявилась в виде:

а) эффузий основных пород в нижней и средней осадочных сериях;

б) эффузий основных пород в верхней осадочной серии;

в) интрузий основных пород.

Эффузивные пласты метапорфиритов и метадиабазов залегают на границе между нижней и средней, средней и верхней осадочными сериями в Суоярвском синклинории. Эффузивный характер основных пород доказывается здесь рядом фактов, как-то: холодным верхним контактом, наличием галек основных пород в составе вышележащего конгломерата, выклиниванием пластов основных пород из разреза в местах предполагаемого выступа основания, приуроченность к регрессивным этапам развития осадочных серий.

В районе Прионежья эффузивный характер основных пород, развитых на границе средней и верхней осадочных серий, доказывается менее убедительно, так как здесь наряду с отсутствием признаков магматического воздействия метадиабазов на осадочные породы в верхнем контакте, на одних участках, указывалось в метадиабазах наличие ксенолитов кварцита, на других участках. Поэтому одни геологи считают указанные пласты метадиабазов эффузивными, а другие склонны считать их интрузивными залежами.

В районе озер Туломозера и М. Янисъярви основные породы внутри разреза осадочных образований не развиты.

Эффузивные осадочные породы в верхней осадочной серии известны только в районе Прионежья, где они описаны под названием «суйсарского комплекса» (см. выше).

Интрузии основных пород, секущих верхнекарельские образования, развиты во всех описываемых районах. Они представлены: дайками (различными по мощности и длине), которые секут все верхнекарельские отложения; пластовыми (силлоподобными) залежами, приуроченными обычно к шунгито-карбонатно-сланцевому комплексу, и т. д. Это метадиабазы и метагаббро-диабазы, короткое описание которых дано выше.

5. О связи осадкообразования и тектоники

Значительный интерес представляет для верхнекарельских образований вопрос о связи осадкообразования с тектоникой и наоборот. Как известно, вопрос о связи растущих поднятий основания с осадконакоплением в прилегающих к поднятиям синклинальных участках

рассматривался уже неоднократно на примере более молодых складчатых структур. Краткий обзор отечественной литературы, касающейся этого вопроса, имеется в статье В. Н. Холодова, Г. В. Комаровой и М. А. Кондратьевой (1956).

В верхнекарельских отложениях южной части КАССР, отличающихся в целом пологим залеганием, как отмечено выше, установлено, что состав пород меняется по горизонтали. Немногочисленные пока фактические данные свидетельствуют о том, что при движении от ядра синклинальных структур к ее крыльям либо к поднятиям основания внутри верхнекарельских синклиниориев в составе разрезов увеличивается песчанистость материала, который приходит на смену карбонатным и глинистым породам. В этом же направлении из разреза выпадают некоторые горизонты карбонатных пород, покровы основных эффузивов, происходит уменьшение мощности слоев и т. д. Такие же изменения, описанные в районе озер Суоярви и Туломозера, Прионежья и озера М. Янисъярви, отмечены в палеогеновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины (И. Е. Слензак, 1949), в меловых отложениях Зеравшанского хребта (Т. Д. Давлатов, 1953) и на разных примерах в работах С. С. Шульца и Е. П. Брунс (1955). Перечисленные авторы объясняют указанный характер изменения пород тем, что осадкообразование здесь происходило одновременно с ростом антиклинальных поднятий. По аналогии с этим можно считать, что в верхнекарельских структурах ядра видимых теперь синклинальных прогибов соответствовали бывшим понижениям рельефа, где были более глубокие и удаленные от берега части водного бассейна, а крылья теперешних синклинальных структур располагаются на местах, более приближенных к бывшим поднятиям. Складкообразовательные движения верхнего карелия, по-видимому, лишь усложнили строение бывших прогибов и возвышений, но принципиально не изменили плана их расположения. На месте бывших понижений мы видим теперь синклинальные структуры, осложненные мелкой складчатостью, а на месте бывших возвышенностей — антиклинальные выступы, т. е. здесь наблюдается такая же картина, какую можно видеть в мезозое Иркутского бассейна (Б. А. Иванов, 1950) и в других местах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышеизложенному, можно прийти к следующим выводам:

1) сходство разрезов во всех описанных пунктах распространения верхнекарельских образований как по набору осадочно-метаморфических пород, так и по расположению их в вертикальном разрезе, а также подобие тектоники, магматизма и другие данные позволяют считать названные образования одновозрастными и синхронными отложениями единого верхнекарельского бассейна. Сплошной покров верхнекарельских отложений был в последующее время эродирован, а отдельные «останцы» его сохранились в разных пунктах юго-восточной части Балтийского щита;

2) формирование указанных образований началось в довольно разнообразных структурно-фациальных условиях, специфичных для районов Прионежья, озер Туломозера, Суоярви и М. Янисъярви, что обусловило появление различных в литологическом отношении нижних горизонтов осадочных комплексов (разрезы нижней и низов средней осадочных серий), но уже к концу периода накопления пород средней

осадочной серии климатические и структурно-фациальные условия в значительной мере претерпели нивелировку, в результате чего в разных пунктах на большой площади, заливаемой верхнекарельским бассейном, создались условия для накопления литологически подобных песчано-глинистых отложений с гематитовыми прослоями (верхи средней осадочной серии). В дальнейшем сходство фациальных условий сохранялось, что привело к образованию однотипных в разных пунктах южной Карелии толщ верхней осадочной серии;

3) верхнекарельские отложения, разрез которых сохраняется без существенных изменений на большом расстоянии, являются прекрасным маркирующим горизонтом в сводном разрезе докембрия юго-восточной части Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

Гилярова М. А. 1948. К стратиграфии и тектонике карельской формации центральной Карелии. Уч. зап. Гос. пед. ин-та им. А. И. Герцена, т. 79.

Давлятов Т. Д. 1953. История развития азкамерской антиклинали в мезозое. Автореферат диссертации. Ташкент.

Иванов Б. А. 1950. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. лабор. геолог. докембрия, в. 5.

Кратц К. О. 1957. Тектоника Карело-Кольского региона (вост. части Балтийского щита). Юб. сб. «Геология СССР», посвящ. 40-летию Окт. соц. революции. ВСЕГЕИ.

Кропоткин Н. П. 1950. Строение складчатого фундамента центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук, сер. геол., в. 108.

Слензак И. Е. 1949. Изменение фаций в области солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины. Тр. научн. совещ. по нефти, озокериту и прир. газам УССР.

Соколов В. А. 1956. К геологии верхнекарельских образований сев. Прионежья. Тр. КФ филиала АН СССР, в. III.

Соколов В. А. 1958. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья. Труды Кар. филиала АН СССР, в. XI.

Харитонов Л. Я. 1936. Новые данные по стратиграфии и тектонике Онего-Сегозерского водораздела. Тр. ЛГТ, в. 17.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. 1956. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Изв. АН СССР, геол. серия, № 11.

Шатский Н. С. 1938. О тектонике центрального Казахстана. Изв. АН СССР, геол. серия, № 5—6.

Шульц С. С. и Брунс Е. П. 1955. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вопросы геол. Азии, т. II.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

В. И. РОБОНЕН

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ б. ТУНГУДСКОГО РАЙОНА КАРЕЛИИ

В предлагаемой вниманию читателей статье излагаются некоторые материалы по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии.* Указанный район, неоднократно посещавшийся геологами, до настоящего времени является объектом принципиальных разногласий по вопросу о стратиграфии нижнего протерозоя Карелии.

Первые сведения о протерозойских образованиях района были сообщены Д. И. Щербаковым (1924), производившим исследования в 1917 г. В районе деревень Кососеро и Вотулма Д. И. Щербаковым было отмечено распространение вулканических брекчий и зеленых сланцев. В районе д. Машезеро он отмечал наличие «зеленых древних конгломератов».

В 1930 г. в районе производил исследования Н. Г. Судовиков (1934, 1937, 1939), который указывает, что центральная часть б. Тунгудского района сложена ятулийской свитой кварцитов и метадиабазов, переслаивающихся между собой и прорезанных постятулийской интрузией гранодиоритов и кварцевых порфиров. По его мнению, наиболее молодой породой является метадиабазовая брекчия Кососеро—Машезера явно эффузивного происхождения.

В 1936 г. Л. Я. Харитонов и Е. Н. Володин (1941) производили геологические исследования в центральной части б. Тунгудского района. Эти авторы пришли к выводу, что ятулийские образования не составляют непрерывного цикла, а разделены на две системы несогласием, которое маркируется мощной толщей глубоко метаморфизованных полимиктовых конгломератов, описывавшихся предыдущими исследователями (Н. Г. Судовиков, Д. И. Щербаков), как вулканические брекчии. Полимиктовые конгломераты залегают, по их мнению, на образованиях, закончивших полный геологический цикл: седиментация, вулканизм, складчатость и интрузия, эрозия складчатых гор. Полимиктовыми конгломератами начинается новый геологический цикл. Нижняя система была названа сегозерской, верхняя — онежской. К образованиям нижней (сегозерской) системы авторы относят породы, расположенные к юго-западу от линии озер Кевятозеро, Сиговое, Вотулма, Машезеро, и метадиабазы среди кососерских полимиктовых конгломератов (вулканических брекчий, по Н. Г. Судовикову). По этой же зоне они проводят линию мощного сброса, опущенным крылом которого является область к востоку от упомянутых озер, в силу чего здесь и сохранились

* Содержание данной статьи было изложено автором в 1951 г. на научной сессии Карело-Финского филиала АН СССР.

образования верхней (онежской) системы, которые к западу от сброса были эродированы в последующую эпоху денудации.

В 1939 г. данный район вновь посещается Н. Г. Судовиковым для уточнения стратиграфических данных по составлению геологической карты Карелии масштаба 1:1 000 000. В результате этой повторной поездки Судовиков (1946) в общем повторил свою точку зрения на геологическое строение района, высказанную еще в 1930 г., понизив только возраст вулканических брекчий (полимиктовые конгломераты, по Харитонову). Образования, принимаемые Л. Я. Харитоновым (1941) за базальные полимиктовые конгломераты, он относит к вулканическим брекчиям, среди которых выделяет узкие зоны конгломератов, играющих подчиненную роль. Поэтому Судовиков не находит возможным разделять протерозойские образования б. Тунгудского района (и всей Карелии) на две самостоятельные системы, а объединяет их в единую карельскую формацию.

В вулканических брекчиях Н. Г. Судовиков отмечал обломки кварцевых порфиров, а в кварцевых порфирах — ксенолиты кварцита (неправильные участки кварцитоподобной породы), как и Л. Я. Харитонов. На этом основании он считал, что кварцевые порфиры моложе кварцитов и древнее вулканических брекчий.

Н. Г. Судовиков подтверждает наличие тектонической зоны, но сомневается в возможности продолжить ее до Кевятозера.

Н. Г. Судовиков отмечает, что литологический состав кварцитов (различных систем, по Харитонову) одинаков, и они образуют единую складчатую структуру. Породы, разделенные тектонической линией, по Харитонову, принадлежат одной формации. Указанные Л. Я. Харитоновым (1941) случаи, когда простирание пород на этой площади резко меняется в близких выходах, объясняются, по мнению Судовикова, развитием мелкой складчатости.

В 1946 г. в районе озер Косое и Вотулма производились исследования С. А. Дюковым под руководством Л. Я. Харитонова. Результаты этого исследования полностью согласовывались с положениями, высказанными Л. Я. Харитоновым и Е. Н. Володиным в 1936 г.

Однако С. А. Дюков, как и Н. Г. Судовиков, принимал породы, развитые на южном и северном берегах озера Вотулма против большого острова, за гранитизированные аркозы, которые образовались в результате гранитизации аркозов коры выветривания архейских гранитов.

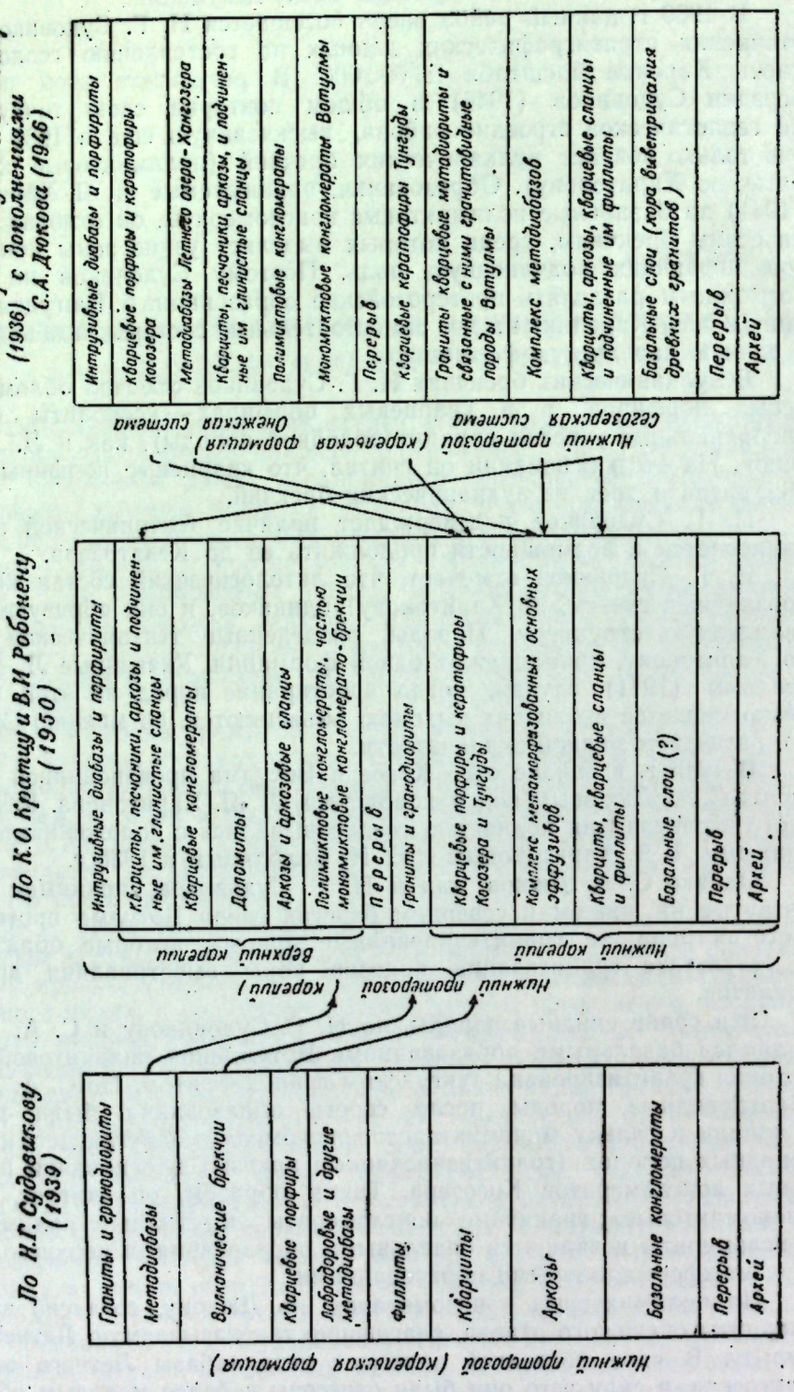
Эти гранитовидные породы, по Н. Г. Судовикову и С. А. Дюкову, являются базальными образованиями Вотулмской кварцитовой толщи, которая гранитизирована тунгудским гранодиоритом. По С. А. Дюкову, гранитовидные породы после своего образования были размыты и попали в гальку мономиктового конгломерата, залегающего на гранитовидных породах (гранитизированные аркозы) в основании полимиктовых конгломератов Кососеро. Таким образом, он считает, что эти «мономиктовые» гранитные конгломераты подстилают полимиктовые конгломераты и являются базальными образованиями верхнего отдела, т. е. межформационными образованиями.

На полимиктовых конгломератах, по Дюкову, согласно залегают кварциты онежского отдела, слагающие так называемую Летнезерскую мульду. В ядре последней залегают метадиабазы Летнего озера — Хангозера, в силу чего они были отнесены к более молодым образованиям (Харитонов, 1941).

Кварцевые порфиры Кососеро С. А. Дюков считал образованиями более молодыми, чем полимиктовые конгломераты. Находку в поли-

Приложение 1

Стратиграфические схемы для Тунгудского района КАССР на 1951 г.



миктовых конгломератах гальки кварцевого порфира С. А. Дюков, как и Л. Я. Харитонов (1941), вынужден был объяснить наличием в районе кварцевых порфиров двух возрастов. Самыми молодыми образованиями района, по Дюкову и Харитонову, следует считать интрузивные диабазы и порфириты.

В результате исследований, произведенных Карело-Финским филиалом Академии наук СССР в 1950 г. в Тунгудском районе Карелии, были получены новые данные по стратиграфии протерозоя района, позволяющие критически относиться к стратиграфическим схемам, предложенным предыдущими исследователями.

Разделение нижнего протерозоя на две самостоятельные системы (Харитонов, 1941), вероятно, больше соответствует действительности, нежели объединение всех образований в единую формацию (Судовиков, 1939). В результате наших работ может быть предложена новая схема стратиграфии района (приложение 1).

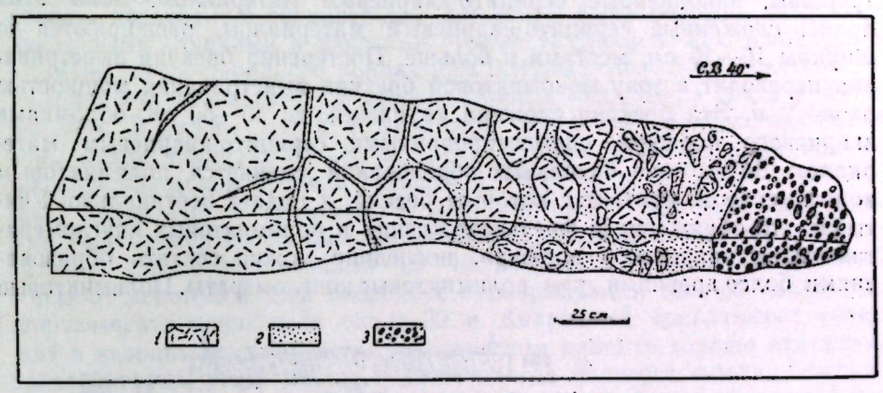


Рис. 1. Мономиктовая кварцево-порфировая конгломерато-брекчия (брекчия выветривания):

1 – кварцевый порфир; 2 – серицито-песчаниковый цемент (цемент кварцево-порфировой конгломерато-брекчии); 3 – косозерский полимиктовый конгломерат

Базальные образования нижнего отдела нижнего протерозоя в исследованном районе нами в 1950 г. не обнаружены *. Естественно было предполагать, что они существуют или существовали. По наличию гальки кварцитов, кварцитовых сланцев и других пород в базальных полимиктовых конгломератах верхнего отдела, а также по наличию интрузивного контакта кварцевых порфиров по отношению к филлитам устанавливается, что в составе нижнего карелия встречаются кварциты, кварцитовые сланцы, филлиты и другие метаморфизованные осадочные породы. В районе озера Вотулма полимиктовые конгломераты подстилаются комплексом метадиабазов, встречающихся также в гальке полимиктового конгломерата.

Комплекс метадиабазов прорывается тунгудскими гранитами III группы (данные Л. Я. Харитонова и Н. Г. Судовикова).

Эффузивными аналогами этих гранитов являются кварцевые кератофиры Тунгуды и Косозера. Л. Я. Харитоновым (1941) и другими кварцевые кератофиры Косозера были отнесены к более молодым образованиям, в отличие от более древних порфиров Тунгуды. Н. Г. Судовиков (1939, 1949) считал кварцевые порфиры одновозраст-

* Они обнаружены в 1951 г. в соседнем районе, и описание их будет дано в другой работе.

ными и более молодыми, чем все кварциты района, так как он не выделял среди супракрустальных образований нижнего протерозоя двух систем.

Более древний возраст кварцевых порфиров Косозера по отношению к образованиям верхнего карелия (верхнего отдела нижнего протерозоя) доказывается тем, что в полимиктовых конгломератах Косозера встречены многочисленные хорошо окатанные гальки кварцевого порфира, причем, как правило, вблизи от коренных выходов кварцевых порфиров (в районе деревни Косозеро). Кроме того, близ деревни Косозеро отмечен непосредственный контакт кварцевых порфиров и полимиктовых конгломератов, в котором наблюдается следующая картина (рис. 1). Начиная от кварцевых порфиров с запада на восток, т. е. снизу вверх, последние образуют зону брекчии выветривания мощностью около 3,5—4 *м*. В кварцевом порфире появляются трещины, заполненные серицито-кварцевым материалом. Зоны этих полос, сложенные серицито-кварцевым материалом, расширяются до ширины 10—12 *см*, местами и больше. Постепенно брекчия выветривания переходит в зону мономиктовой брекчии выветривания мощностью около 2 *м*. Эта брекчия сложена крупными, до 40—50 *см*, обломками кварцевого порфира, сцементированными серицито-кварцевым материалом. Затем зона базальных образований сменяется полимиктовым конгломератом, контакт с которым резкий, и падает вертикально. Учитывая это обнажение и факт нахождения в полимиктовых конгломератах галек кварцевого порфира, последние можно считать образованиями более древними, чем полимиктовые конгломераты. Полимиктовые

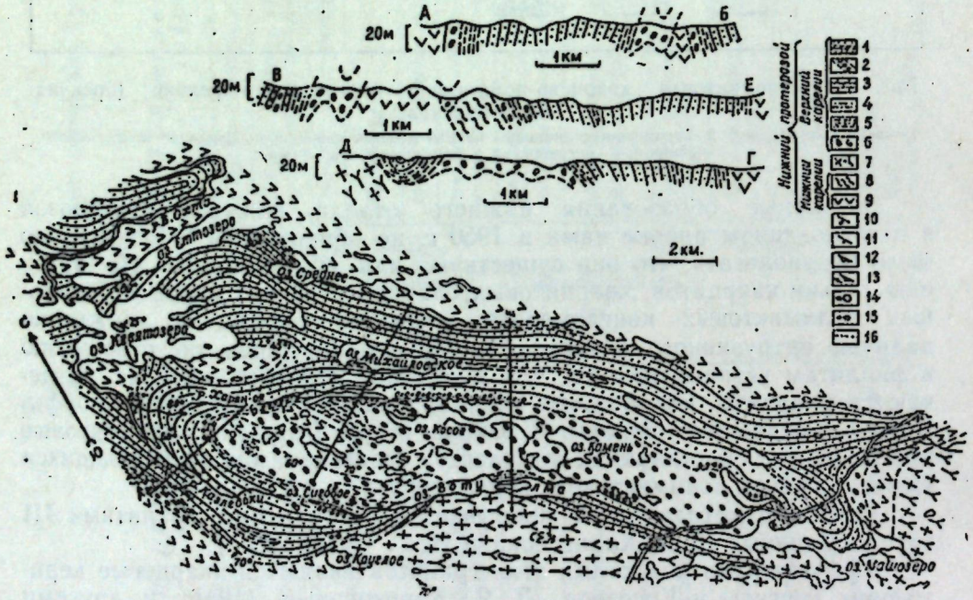


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района озер Вотулма—Косозеро. (Составили К. О. Кратц и В. И. Робонен, 1951)

1—кварциты и кварцито-песчаники (а) с подчиненными кварцево-серицитовыми сланцами (б); 2—кварцевые конгломераты; 3—доломиты; 4—аркозы; 5—аркозовые сланцы; 6—полимиктовые конгломераты, частью мономиктовые конгломерато-брекчии; 7—мигматиты микроклиновых гранитов по архейским гнейсо-гранитам; 8—кварцевые порфиры и кератофиры Косозера и Тунгуды; 9—комплекс метадиабазов, метаминдальштейнов, метапорфиритов, зеленых сланцев и амфиболитов; 10—слоистость; 11—сланцеватость; 12—гнейсовидность; 13—полосатость и линейность; 14—погружение осей антиклинальных складок; 15—погружение осей синклинальных складок; 16—разрывные нарушения

конгломераты, таким образом, залегают на метадиабазах и кварцевых порфирах Косозера, частью на базальных образованиях, представленных мономиктовой брекчией выветривания этих последних.

Детальные разрезы верхнего отдела нижнего протерозоя (верхнего карелия) в ряде мест устанавливают следующую последовательность слагающих его пород (рис. 2). На метадиабазах и кварцевых порфирах залегает зона базальных образований, представленная на метадиабазах метадиабазовой, а на кварцевых порфирах — кварцево-порфировой мономиктовой конгломерато-брекчией (брекчией выветривания). На метадиабазах эта последняя постепенно переходит в полимиктовый конгломерат с преобладанием гальки метадиабаза. Мощность этих двух зон в районе северо-восточного конца озера Вотулма равняется 75 *м*. Затем наблюдается постепенный переход в серицито-хлоритовый сланец через зону, где постепенно увеличивается количество цемента, и, наконец, образуется новая порода уже без обломков. Серицито-хлоритовые сланцы переходят в серицитовые, которые в свою очередь сменяются аркозовыми сланцами и аркозами. Мощность сланцево-аркозовой толщи в районе северо-западного конца озера Вотулма около 300 *м*, к юго-востоку мощность уменьшается и в юго-восточном конце озера равна примерно 20 *м*. В районе озера Коукуламби мощность сланцево-аркозовой зоны равна примерно 30—40 *м*. Среди аркозов залегает маломощный прослой аркозовой брекчии (северный берег озера Вотулма), которая была принята С. А. Дюковым за мономиктовый гранитный конгломерат, залегающий якобы ниже полимиктового конгломерата. На аркозах залегает также маломощный (6—10 *м*), но довольно выдержанный горизонт доломитов. Эти последние перекрываются толщей кварцевого конгломерата мощностью около 20 *м*. Кварцевый конгломерат содержит в кварцито-песчаниковом косослоистом цементе хорошо окатанные гальки кварца, реже аплита и даже иногда полевого шпата. Горизонт кварцевого конгломерата постепенно обедняется галькой и переходит в кварциты, сначала косослоистые. Такая последовательность выдерживается везде, где наблюдается переход от полимиктовых конгломератов к кварцитам верхнего карелия. Кварциты так называемой «сегозерской», по Харитонову и Дюкову, т. е. нижней толщи к западу от линии озер Кевятозеро—Вотулма—Машезеро в действительности относятся к верхнему карелию. Это доказывается одинаковым литологическим составом этих толщ и смыканием их в общую структуру к северу от озера Сигового, что справедливо предполагал Н. Г. Судовиков в 1939 г. Это доказывается еще и тем обстоятельством, что переход от полимиктовых конгломератов к кварцитам как онежской системы (район озера Коукуламби), так и «сегозерской» (район северо-западного и юго-западного концов озера Вотулма) удивительно схож. Он происходит в следующей последовательности: полимиктовые конгломераты, сланцево-аркозовая толща, доломиты, кварцевые конгломераты, кварциты. В районе высоты Железные Ворота, западнее озера Сигового, нами впервые было отмечено, что на метадиабазах залегают полимиктовые конгломераты, которые, в свою очередь, перекрываются сланцами. Следовательно, и здесь на западном контакте кварцитов с диабазами отмечается указанная выше последовательность смены пород. Это служит дополнительным доказательством того, что эти образования являются базальными слоями для кварцитовой толщи, так как выходы их отмечаются всегда между диабазами и кварцитами. Кроме того, это свидетельствует о том, что кварцитовая толща Кевятозеро—Вотулма—Машезеро ошибочно относилась Л. Я. Харитоновым

(1941) и С. А. Дюковым к нижней системе. Эту толщу следует относить к верхнему карелию.

Таким образом, кварциты этой толщи слагают крупные синклинальные складки, которые смыкаются в районе озер Косое и Вотулма и разделены антиклинальной складкой, усложненной складками второго порядка. В ядре антиклинальной складки залегают подстилающие кварцитовую серию полимиктовые конгломераты, залегающие на метадиабазах и кварцевых порфирах Кососера.

В районе южного берега озера Вотулма наблюдается вздымание оси складки, образуемой кварцитовой толщей, которая здесь выклинивается, а на дневную поверхность выходят тунгудские метадиориты, служившие ложем для кварцитовой толщи Вотулма.

Отмечаемая предыдущими исследователями гранитизация Вотулмской толщи аркозов и кварцитов нами обнаружена не была.

ЛИТЕРАТУРА

Судовиков Н. Г. 1934. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Труды Ленингр. гидро-геодез. треста, вып. 6.

Судовиков Н. Г. 1937. Глубоко метаморфизованные образования карелид центральной Карелии. XVII междунар. геол. конгресс, Северная экскурсия, вып. 1.

Судовиков Н. Г. 1939. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР. Изд. АН СССР.

Судовиков Н. Г. 1946. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу Q—35—36. Госгеолиздат.

Харитонов Л. Я. 1941. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Труды Ленингр. геол. упр., вып. 23. Госгеолиздат.

Щербаков Д. И. 1924. Полезные ископаемые южной Карелии. Труды Сев. научно-промысл. экспед., вып. 24.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

К. О. КРАТЦ

ИОТНИЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Иотнийские диабазовые породы южной Карелии, издавна используемые в качестве каменного строительного материала, не считались возможным вместилищем промышленной концентрации рудных полезных ископаемых.

Произведенное автором в течение 1946—1947 гг. изучение диабазов иотнийского возраста на территории южной Карелии выяснило вероятную принадлежность несущей титаномагнетитовое оруденение Пудожгорской диабазовой интрузии на восточном берегу Онежского озера к комплексу иотнийских основных пород. Это обстоятельство позволило автору в 1947 г. наметить перспективы нахождения новых рудоносных интрузий пудожгорского типа в южной части КАССР.

Настоящая статья имеет целью дать на фоне изучения всей диабазовой формации* описание геолого-петрографических закономерностей оруденения в южнокарельских основных породах, которые могут иметь значение при поисках железорудных месторождений данного типа в южной части КАССР.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Геологическое изучение показало, что в иотнийское время территория южной Карелии была платформенной областью двухъярусного строения. Нижний структурный ярус сложен древними, архейскими и нижнепротерозойскими породами — гранитами и кристаллическими сланцами, образующими жесткое основание иотнийской платформы южной Карелии. Верхний структурный ярус сложен слабо дислоцированными, почти горизонтально залегающими осадочными образованиями иотнийского возраста — кварцито-песчаниковой толщей, представляющей собой, по-видимому, отложения мелководного эпиконтинентального моря.

Кристаллические образования нижнего структурного яруса отличаются сложно-складчатой структурой, разбитой вертикальными разломами преобладающего северо-западного и северо-восточного простирания. Кварцито-песчаниковая толща верхнего структурного яруса

* Подробно см. К. О. Кратц «Геология и петрология основных пород иотнийской платформы южной Карелии», 1950 г., Архивы Карельского филиала АН СССР.

в западном Прионежье образует пологую синклинальную структуру, удлиненную в северо-западном направлении. Синклинальную структуру усложняют мелкие сбросы, главным образом, северо-западного и северо-восточного простирания.

Основные магматические породы иотнийского возраста, обнажающиеся в настоящее время на дневной поверхности, залегают в этих различных структурных горизонтах платформы. В связи с этим различаются три по глубине сечения магматического аппарата иотнийских основных пород.

В первом, наиболее глубоком, сечении основные интрузивные тела залегают среди гранитов и кристаллических сланцев нижнего структурного яруса (восточное Прионежье и северо-западный берег Ладожского озера).

Во втором, среднем, сечении интрузивные тела залегают внутри иотнийской осадочной толщи верхнего структурного яруса (западное Прионежье).

В третьем, наиболее высоком, сечении развиты покровные излияния, которые известны на северо-восточном берегу Ладожского озера (пос. Салми).

Каждое сечение магматического аппарата характеризуется определенными, свойственнными ему формами и залеганием магматических тел.

В нижнем структурном ярусе интрузивные тела основных пород имеют форму вертикальных даек, частью представляющих собою питающие каналы для магматических тел верхнего яруса, а также сравнительно небольших пологонаклонных пластообразных интрузий третьей величины, согласно классификации А. А. Полканова.

В верхнем структурном ярусе основные породы слагают мощную пластовую интрузию (интрузии?), которая залегает согласно с почти горизонтально лежащей осадочной толщей иотния и имеет огромные размеры — не менее 4000 $км^2$ (интрузия второй величины).

В наиболее высоком сечении основные породы слагают горизонтально лежащие ненарушенные покровы.

Отсутствие обнажений вмещающих пород на Валаамских островах в северной части Ладожского озера не позволяет с несомненностью судить о положении Валаамской диабазовой интрузии. Однако грубо расслоенное строение этого интрузивного тела, аналогичное строению пластовой интрузии западного Прионежья, при таком же горизонтальном залегании и значительной площади развития самой интрузии (не менее 2000 $км^2$) позволяет отнести ее также к пластовым интрузиям верхнего структурного яруса или, может быть, к пограничным, межформационным интрузиям, залегающим между верхним и нижним структурными ярусами.

Как показывают первичные структуры течения, движение магмы при образовании пологих интрузий верхнего структурного яруса шло в общем северо-восточном направлении. В пологих интрузиях восточного Прионежья, как и в значительной части вертикальных тел, направление движения магмы было с юго-запада на северо-восток. Эти данные позволяют думать, что источником основной магмы в большинстве случаев были мощные трещинные интрузии по расколам северо-западного простирания, нарушившим непроницаемое кристаллическое основание иотнийской платформы.

Механизм образования рассматриваемых интрузивных тел пока недостаточно ясен. С достоверностью можно лишь сказать, что непроницаемость жесткого кристаллического цоколя платформы (нижнего структурного яруса) была нарушена вертикальными расколами, создавшими благоприятные пути для поднятия основной магмы с образованием мощных вертикальных даек восточного Прионежья и предполагаемых питающих трещинных интрузий в западном Прионежье и северном Приладожье.

Некоторые геологические особенности залегания иотнийских основных пород позволяют допустить, что в образовании этих глубоких расколов в одних случаях принимали участие повторные (постумные) тектонические движения, параллельные более древним (карельским?) складчатым зонам; в других же случаях происходило радиальное флексурообразное изгибание краевой части иотнийской платформы (Балтийского щита) по границе с намечавшейся уже в то время Русской платформой вследствие колебательных движений противоположного характера в обеих частях кристаллического основания.

Не исключена, конечно, возможность, что в образовании расколов, заполненных магматическими породами, существенным фактором была активная механическая сила самой магмы. При поднятии магмы по этим расколам и при размещении ее в полого залегающих ослабленных зонах кристаллического основания (пологие интрузии восточного Прионежья) или по напластованию более пластичного иотнийского осадочного покрова верхнего яруса (пластовые интрузии западного Прионежья и северо-ладожских островов?) решающую роль в размещении магматического расплава играли активные механические силы самой магмы. Последние проявились в том, что гидростатическое давление магмы в более высоких горизонтах земной коры (верхний структурный ярус) превысило давление нагрузки выше лежащих толщ и способствовало их раздвиганию по плоскостям напластования с одновременным внедрением самой магмы.

Тектонические движения не только послужили причиной возникновения магматической деятельности, но сопровождали интрузию основной магмы и обусловили возникновение мелких диабазовых даек в более крупных интрузивных телах тех же основных пород (восточное Прионежье), а также трещинных зон, заполненных позднее магматическими и постмагматическими продуктами основной магмы.

Тектонические движения продолжались и после окончательного формирования основных интрузивных тел и привели к образованию мелких сбросов, разделивших некогда крупные единые изверженные тела на отдельные более мелкие массивы (западное и восточное Прионежье).

Все тела основных пород обладают анизотропным внутренним строением, которое выражается полосатой и линейной текстурой пород, слагающих магматические тела, а также и первично-расслоенным строением последних. Особенно характерно дифференцированное внутреннее строение полого залегающих интрузий, которое заключается в том, что нижняя, количественно преобладающая часть сложена более основными габбро-диабазами, а верхняя — более кислыми диабазами и кварцевыми сиенито-диоритами. Вертикальные же интрузивные тела лишь редко обнаруживают расслоенное строение. Внутренняя структура всюду располагается согласно с контактными поверхностями интрузивных тел, что указывает на кристаллизацию магмы во время ее движения (заполнения магматической камеры).

В верхнем структурном ярусе, где интрузивные тела залегают согласно с вмещающими породами, их внутреннее строение гармонирует со структурой вмещающих пород.

В нижнем структурном ярусе внутренняя структура диабазовых интрузий большей частью негармонична со структурой вмещающих пород.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Первоначальная магма иотнийской диабазовой формации Карелии обладала некоторыми характерными особенностями химического состава: а) насыщенный или даже несколько пересыщенный кремнекислотой, состав магмы, высокий коэффициент FeO и MgO, что предопределило относительно железистый характер породообразующих фемических минералов в породах иотнийского комплекса, в которых отношение $FeO:FeO+MgO$ меняется от 50 до 75%; б) несколько повышенное количество щелочей, среди которых характерно значительное содержание калия, обусловившее почти постоянное присутствие калиевого полевого шпата во всех породах комплекса.

Все эти особенности сближают химизм магмы иотнийских основных пород с химизмом магмы трапповых формаций, по В. С. Соболеву, и являются характерными для основных интрузий областей платформы.

На составе первоначальной магмы иотнийской диабазовой формации отразились процессы гибридизации, обусловленные ассимиляцией кислых вмещающих пород. Только этим можно объяснить определенную зависимость и различие состава самых кислых (гранитных) продуктов дифференциации основной магмы от состава вмещающих гранитных пород.

За исключением незначительного количества выделившихся интрателлурических кристаллов кристаллизация диабазовой магмы происходила на месте образования самих пород или во время заполнения ею магматической камеры. При этом температура кристаллизации магмы менялась от 1150° в начале кристаллизации до 500° к концу магматического этапа и от 500° и ниже в постмагматический период.

Порядок кристаллизации и реакционные взаимоотношения между главными породообразующими минералами в породах иотнийской диабазовой формации значительно отклоняются от установленных Боуэном реакционных серий. Прежде всего это проявляется в серии железисто-магнезиальных минералов, где устанавливаются два параллельно кристаллизующихся ряда сравнительно железистых силикатов; первый — бедный известью: железистый оливин — богатый гиперстеном пижонит-гиперстен, и второй — известковистый: богатый авгитом пижонит—железистый авгитовый пижонит—геденбергит (?). Причиной этого, вероятно, является повышенная железистость основной магмы, кристаллизующейся в гипабиссальных условиях при меняющейся относительной концентрации щелочей в ней. Кроме того, в наших породах, по-видимому, отсутствуют реакционные взаимоотношения между роговой обманкой и биотитом, что обусловлено повышенной концентрацией (подвижностью) K_2O относительно концентраций Na_2O в конце этапа магматической кристаллизации. По этой же причине в серии плагиоклазов после выделения ряда основных плагиоклазов вместо кислых членов серии (олигоклаза и альбит-олигоклаза) кристаллизуется изоморфная серия ортоклаз-анортоклаз.

При общем сходстве некоторые различия в кристаллизации пород иотнийского диабазового комплекса в разных районах южной Карелии

связаны, главным образом, с различной глубиной их залегания и, следовательно, с различными условиями температуры и давления.

Так, по сравнению с интрузиями западного Прионежья и североладожских островов, относящихся к верхнему структурному ярусу, в более глубинных интрузиях восточного Прионежья (нижний структурный ярус) характерны большое содержание гиперстена (гиперстен-пертита), появление микроклина с альбитом вместо ортоклаз-анортоклаза, более интенсивное проявление постмагматических процессов (амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, образование сфена и др.). Вероятно, эти несколько иные термодинамические условия способствовали также промышленной концентрации титаномагнетита в более глубоких пологих интрузиях восточного Прионежья, не наблюдавшейся в интрузиях западного Прионежья и Ладожского озера.

В происхождении и образовании разнообразия пород иотнийской диабазовой формации принимали участие два совершенно различных типа процессов: с одной стороны, процессы переплавления и ассимиляции вмещающих пород, с другой стороны, процессы кристаллизационной дифференциации.

Процессы переплавления наблюдаются всюду в нижнем структурном ярусе, где гранитного состава породы в контакте с интрузиями основных пород переплавлялись при термальном воздействии основной магмы. Часть этого гранитного материала была ассимилирована основной магмой. Процессы кристаллизационной дифференциации такой гибридной основной магмы приводили к образованию значительного количества кислых дериватов, состав которых в известной мере зависит от состава ассимилированной породы. Частично же этот возрожденный подвижный гранитный расплав проникал в трещины интрузивных тел диабаза, где он закристаллизовался в виде более кислых гибридных и аплит-гранофировых жил.

Процессы кристаллизационной дифференциации были определяющими в возникновении всего установленного разнообразия пород данного комплекса. Эти процессы управлялись фракционированием двух типов: неполной реакцией, вследствие образования зональных кристаллов, и перераспределением твердых фаз и осадочных расплавов. Фракционирование, однако, не привело к коренной дифференциации диабазовой магмы, что объясняется небольшой глубиной образования этих пород, где сравнительно быстрая кристаллизация магмы способствовала образованию зональных кристаллов, но в то же время в известной мере препятствовала разделению остаточного расплава и выделившихся минералов.

Процессы дифференциации, обусловленные перераспределением твердых фаз и отделением остаточного расплава, изменялись по своему характеру во время эволюции магмы. В пологих интрузиях в главный период кристаллизации магмы основную роль играли процессы гравитационно-кинетической дифференциации при незначительном участии летучих компонентов. По мере кристаллизации магмы влияние летучих на обособление остаточного расплава стало главным. Летучие в этом случае способствовали перераспределению остаточного расплава, подчиняясь, с одной стороны, силам гравитации, с другой стороны — неравномерному давлению, обусловленному развитием первичных трещин в основных породах.

В вертикальных интрузивных телах дифференциации не наблюдается (мелкие тела афанитового диабаза) или она выражена слабее, чем в пологих интрузиях. Процессы гравитационно-кинетической

дифференции имели здесь весьма ограниченное значение. В вертикальных интрузиях, обнаруживающих дифференциацию, последняя, по-видимому, обусловлена главным образом процессами образования гломерокристаллических сегрегаций и кристаллизационно-диффузионной дифференциации.

В результате процесса кристаллизационной дифференциации возник естественный ряд разнообразных щелочно-земельных магматических пород. Для всех их членов весьма характерно постоянное присутствие кварца и калиевого полевого шпата, начиная от наиболее основных до самых кислых. Поэтому весь естественный ряд, характеризующий главные черты этих пород, представлен следующими типами: кварцево-ортоклазовое габбро, кварцевый габбро-сиенит, кварцевый сиенито-диорит, калиевый гранит.

Эти особенности пород иотнийской диабазовой формации южной Карелии выражаются также в их химизме, по которому все породы относятся к нормальному щелочно-земельному ряду и отличаются насыщенным кремне-кислотой характером, высокой желистостью фемических минералов и несколько повышенным содержанием щелочей, среди которых заметную роль играет калий. Эти особенности отличают иотнийский диабазовый комплекс от типичных серий магматических пород орогенических областей и обусловливают его сходство с магматическими комплексами платформы, как, например, сибирская трапповая формация. По этим же особенностям некоторые более кислые члены рассматриваемого комплекса обнаруживают близкое сходство с породами группы гранитов — рапакиви, что, по-видимому, объясняется аналогичными условиями их образования, а не возникновением из общей родоначальной магмы.

Сравнение установленных серий магматических пород иотнийской диабазовой формации показывает, что, несмотря на своеобразные и сложные реакционные взаимоотношения породообразующих минералов, управлявшие процессами кристаллизации основной магмы, все же можно видеть ясное проявление основной закономерности — соответствие порядка дифференциации с порядком кристаллизации.

ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ИОТНИЙСКИХ ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Наибольший практический интерес среди пород иотнийского диабазового комплекса представляют габбро-диабазы, обогащенные титаномагнетитом. Скопления таких рудных диабазов установлены в пологих трещинных интрузиях восточного Прионежья, в которых рудный минерал образует плоские линзовидные тела, залегающие согласно с первичными структурами течения диабазовых тел ближе к лежачему боку последних.

Поучительной в этом отношении является известная габбро-диабазовая интрузия Пудожгоры, в которой при общем северо-западном простирании и пологом падении на юго-запад под углами 9—25 градусов устанавливается следующий разрез последовательных горизонтов различных пород, связанных между собой постепенными переходами (снизу вверх):

а) мелкозернистый, афанитовый диабаз с маломощными жилками диабазового порфирита, залегающий непосредственно на подстилающем интрузию граните — мощность не более 5 *м*;

б) нормальный среднезернистый лабрадоровый габбро-диабаз — мощность 35—40 *м*;

в) рудный диабаз — мощность 0,5—0,6 *м*;

г) собственно рудный горизонт (сильно обогащенный титаномагнетитом) — мощность 10—16 *м*;

д) крупнозернистый измененный рудный диабаз — мощность 1—2 *м*;

е) безрудный, среднезернистый автометаморфизованный габбро-диабаз — мощность 100—105 *м*;

ж) лейкократовый диабаз, насыщенный микропегматитом (диабазовый пегматит), который непосредственно покрывается гранитной кровлей интрузии — мощность колеблется от 0 до 80 *м*.

Рудные диабазы встречаются и в других пологих габбро-диабазовых интрузиях восточного Прионежья, как например, у с. Песчаного, но вследствие меньшей мощности интрузивных тел разрез их является неполным и концентрация рудного минерала менее значительной.

В пологих пластовых интрузиях западного Прионежья и североладожских островов, при аналогичном их внутреннем строении, лишь крайне редко встречаются участки габбро-диабаза, обогащенные титаномагнетитом.

В вертикальных интрузиях восточного Прионежья, как и северо-западного Приладожья, содержание рудного минерала никогда не превышает количества, характерного для нормальных нерудных габбро-диабазов.

Петрографически титаномагнетит характеризуется длительным периодом кристаллизации вместе с кристаллизацией главных породообразующих силикатных минералов, который начинался в главную стадию выделения габбровых минералов, пироксена и основного плагиоклаза, и кончился вместе с выделением диоритовых минералов, бурой роговой обманки и кислого андезина.

При одновременной кристаллизации титаномагнетита и силикатных минералов происходило перераспределение выделившихся кристаллов и магматического расплава под влиянием силы тяжести, вследствие чего более тяжелый рудный минерал погружался в нижние части магматической камеры. Наиболее благоприятные условия для скопления титаномагнетита при этом имелись в более глубинных полого залегающих трещинных интрузиях восточного побережья Онежского озера, относящихся к нижнему структурному ярусу иотнийской платформы.

Как показывает изучение первичных структур габбро-диабазовых тел, расслоение (дифференциация) основной магмы происходило при движении во время ее кристаллизации в период заполнения этой кристаллизующейся магмой пологих трещинных пространств. Вместе с тем и рудный минерал концентрировался в определенных горизонтах — слоях течения. Таким образом, сами рудные залежи представляют собой первичные слои течения, чем и определяется их пластовый характер.

В пологих пластовых интрузиях западного Прионежья и североладожских островов, несмотря на аналогичное с пологими интрузиями восточного Прионежья внутреннее строение, рудные диабазы встречаются крайне редко и пока не установлено заметных их скоплений. Вероятно, это объясняется в первую очередь тем, что образование их происходило на меньшей глубине (в верхнем структурном ярусе), т. е. в иной термодинамической обстановке, препятствовавшей обособлению рудного минерала. Можно предполагать, что в указанных пластовых интрузиях верхнего яруса более благоприятными для рудонакопления будут наиболее глубокие их части, расположенные близко к корням (подводящим каналам) этих пластовых тел.

Так как в вертикальных дайковых интрузиях процессы гравитативной дифференциации существенно не сказались и отсутствует закономерно расслоенное внутреннее строение, то не было в них и условий для обособления титаномагнетита.

ВЫВОДЫ

Исходя из приведенных геологических и петрологических особенностей как иотнийского диабазового комплекса в целом, так и связанного с ним оруденения, можно делать следующие выводы, имеющие практическое значение для поисков и разведки титаномагнетитовых месторождений в южной Карелии.

1) В связи с тем, что промышленные скопления титаномагнетита встречаются исключительно в более глубинных интрузиях габбро-диабаза, наиболее перспективным в отношении новых рудоносных интрузий пудожгорского типа в южной Карелии является восточное побережье Онежского озера.

2) Промышленное оруденение приурочено к пологим трещинным интрузиям, которые в восточном Прионежье в большинстве случаев имеют общее северо-западное простирание с пологим падением на юго-запад.

3) С меньшей вероятностью можно ожидать рудные скопления в корневых частях пластовых интрузий верхнего структурного яруса (западное Прионежье). Вертикальные интрузии вряд ли несут сколько-нибудь практически интересные рудные скопления.

4) По условиям образования наибольшие рудные залежи должны встречаться в наиболее мощных интрузиях, тогда как в маломощных они могут практически отсутствовать.

5) Рудные залежи приурочены к нижним частям (лежачему боку) пологих трещинных интрузий.

6) Рудный пласт пудожгорской интрузии, являющейся первичным слоем течения, по всей вероятности, продолжается дальше за пределы известных в настоящее время контуров рудного поля.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

А. И. БОГАЧЕВ, С. И. ЗАК

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЕЛЕТОЗЕРСКОГО РУДОНОСНОГО МАССИВА В СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В связи с тем, что за последние годы проблема титанового сырья приобрела народнохозяйственное значение, Северо-Западным геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр СССР и отделом геологии Карельского филиала АН СССР в 1954—1956 гг. на Елетозерском рудоносном массиве, расположенном в центральной части Лоухского района Карельской АССР, проводилось детальное картирование и поисково-разведочные работы. В процессе этих совместных работ получены новые данные относительно возраста Елетозерской интрузии и ее геологического строения. Эти новые данные имеют и некоторое региональное значение, так что могут быть в известной степени использованы для уточнения классификации щелочных интрузивов Карелии и Кольского полуострова.

I. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Елетозерский массив был открыт и впервые обследован Ю. С. Неуструевым в 1936 г.

Ю. С. Неуструев среди интрузивных пород массива выделил два комплекса. Более древний комплекс основных пород представлен гнейсо-габбро-амфиболитами, пироксенитами, габбро, габбро-анортозитами и анортозитами. К второму комплексу отнесены щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты. Как основные, так и щелочные породы пересечены дайками лампрофиров, альбититов и порфиритов.

В габбро и пироксенитах Ю. С. Неуструевым были обнаружены участки, обогащенные ильменитом и титаномагнетитом.

Возраст Елетозерского массива определялся Ю. С. Неуструевым предположительно как палеозойский. Основанием для этого служило сходство Елетозерского массива, по наличию щелочных пород и отчасти геологическому строению, с массивами Гремяха-Вырмес и Африканда на Кольском полуострове. Как известно, на основании находки девонской флоры в кровле Ловозерского плутона и определений абсолютного возраста все массивы щелочных пород Кольского полуострова считаются палеозойскими.

В 1937 г. район Елетозерского интрузива посетил И. С. Ожинский. Им приводится следующая схема разделения пород Елетозерского массива (от ранних к поздним).

I фаза — габбро и анортозиты крупнозернистые.
II фаза — пироксениты сидеронитовые, частью габбро.
III фаза — оливиновое полосчатое габбро, габбро, анортозиты, сиениты, троктолиты, габбро пегматоидное.
IV фаза — щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты.

Исследованиями И. С. Ожинского затронута только западная часть Елетозерской интрузии. В отличие от Ю. С. Неуструева И. С. Ожинский рассматривает нефелиновые и щелочные сиениты и связанные с ними пегматиты как породы метасоматического происхождения. В связи с этим он предложил назвать щелочные пегматиты жильными метасоматитами.

Как Ю. С. Неуструев, так и И. С. Ожинский считали Елетозерский массив трещинной, дифференцированной интрузией, внедрившейся по расколу ССЗ простирания в древнем архейском основании.

В. Е. Романов (1951) так же, как и И. С. Ожинский, выделил 4 интрузивные фазы, но несколько иного состава.

I фаза — пироксениты, пегматоидные габбро и битовниты.
II фаза — габбро и пироксениты оливиновые.
III фаза — оливиновые полосчатые габбро, рудное полосчатое габбро.
IV фаза — нефелиновые и щелочные сиениты.

Как и предыдущие исследователи, В. Е. Романов возраст Елетозерской интрузии считал предположительно палеозойским.

По его мнению, Елетозерскую интрузию следует относить к интрузиям центрального типа, внедрявшимся по кольцевым разломам.

II. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА

Собранный фактический материал позволяет по-иному расчленить интрузивную деятельность Елетозерского массива.

Для последнего выделяется 5 интрузивных фаз (от ранних к поздним):

I фаза — мелкозернистые габбро-диориты, крупнозернистые габбро, полосчатые, большею частью оливиновые габбро, плагиоклазиты, рудные перидотиты и пироксениты, монциониты и эссекситы.
II фаза — дайки: диабазов, спессартитов, вогезитов.
III фаза — щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты.
IV фаза — гранодиориты, плагио-микроклиновые, микроклиновые граниты и их пегматиты.
V фаза — дайки энстатитовых порфиритов.

Основными отличиями новой схемы последовательности образования массива, предлагаемой авторами, являются:

1) Объединение всех габброидных и ультраосновных пород массива в одну фазу, учитывая наличие в ряде пунктов массива постепенных переходов между ними.

Взамен подразделения основных и ультраосновных пород на ряд самостоятельных фаз выделены отдельные горизонты среди габброидных пород I фазы.

2) Выделение в две самостоятельные интрузивные фазы даек диабазов, спессартитов и вогезитов и даек энстатитовых порфиритов.

3) Выделение гранитных пород более молодых, чем основные породы массива. Ю. С. Неуструевым, И. С. Ожинским и В. Е. Романовым все гранитные породы, находящиеся за пределами распространения основных пород массива, принимались за вмещающие и их возраст считался архейским.

Таблица 1

Сопоставление различных схем расчленения Елетозерского массива

По И. С. Ожинскому (1948 г.)	По В. Е. Романову (1951 г.)	По А. И. Богачеву и С. И. Зак (1956 г.)
	Фазы	
I фаза—габбро и анортозиты крупнозернистые	I фаза—пироксениты, пегматоидные габбро и битовниты	I фаза—мелкозернистые габбро-диориты, крупнозернистые габбро, полосчатое, б. ч. оливиновое габбро, плагиоклазиты, рудные перидотиты и пироксениты, монциониты и эссекситы
II фаза—пироксениты сидеронитовые, частью габбро	II фаза—габбро и пироксениты оливиновые	II фаза — дайки диабазов, спессартитов и вогезитов
III фаза—оливиновые габбро, габбро, анортозиты, сиениты, троктолиты, габбро пегматоидное	III фаза—оливиновые полосчатые габбро, рудное меланократовое габбро	III фаза—щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты
IV фаза—щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты	IV фаза—нефелиновые и щелочные сиениты	IV фаза—гранодиориты, плагио-микроклиновые, микроклиновые граниты и их пегматиты
		V фаза—дайки энстатитовых порфиритов
Трещинная интрузия, дифференцированная	Тип массива центрального типа	
	Возраст	
Палеозой		Протерозойский Посторогенный

Как видно из схематической геологической карты Елетозерского массива (см. рис. 1), породы I, II и III фаз образуют в плане эллипсоидальное тело, длинная ось которого вытянута в ССЗ направлении. Размеры этого тела в длину 17 *км*, в ширину 6 *км*, площадь около 100 *км*^{2}.

Породы I интрузивной фазы образуют эллипсоидальное кольцо, внутри которого заключены щелочные и нефелиновые сиениты.

Гранитные породы расположены по периферическим частям массива.

Вследствие слабой обнаженности гранитных пород площадь их распространения и взаимоотношения с более древними архейскими породами остались пока не выясненными.

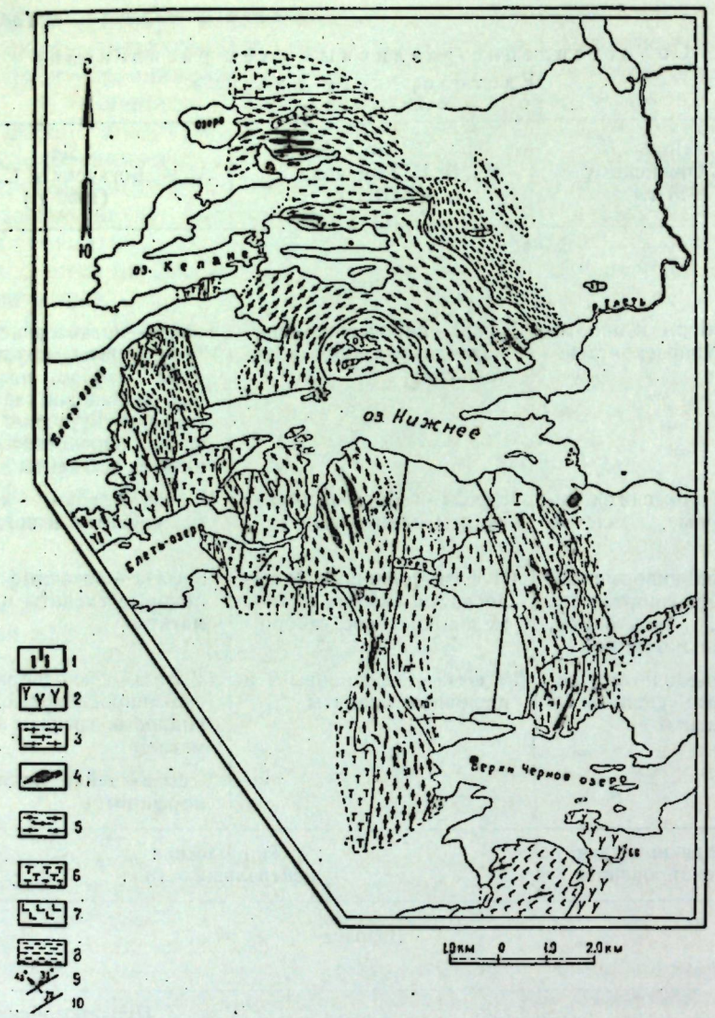


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Елетозерского массива

1. Дайки энстатитовых порфиритов. *2.* Граниты. *3.* Щелочные и нефелиновые сиениты. *4.* Титановые руды. *5.* Продуктивный горизонт (плагиоклазиты, полосчатое габбро, рудные пироксениты и перидотиты, монцониты). *6.* Горизонт пегматоидного габбро. *7.* Горизонт среднезернистого оливино-анортитового габбро южной оконечности массива. *8.* Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов. *9.* Полосчатость и линейность. *10.* Сланцеватость и гнейсовидность
I — Участок Сууриваара
II — Участок Нятоваара

III. ОПИСАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

I ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА

Среди габброидных пород I интрузивной фазы выделяются в возрастной последовательности следующие разновидности.

1. Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов.
2. Горизонт среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива.
3. Горизонт крупнозернистого и пегматоидного габбро.

4. Продуктивный горизонт, представленный плагиоклазитами, полосчатым, большей частью оливиновым габбро, рудными пироксенитами и перидотитами, монцонитами*.

Породы 1, 3 и 4 горизонтов I фазы массива пространственно объединяются в единое целое, слагая подковообразное тело, замыкающееся на севере и образующее две параллельные ветви (западную и восточную), которые, судя по геофизическим данным, заканчиваются не достигая горизонта среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива.

Характерным морфологическим признаком для большей части основных пород I фазы массива является наличие в последних первичной полосчатости, трахитоидности и линейности.

Предыдущими исследователями проводились только более или менее систематические наблюдения над полосчатостью и трахитоидностью. Во время работ 1954—1956 гг. кроме этого проводилось изучение линейности, что позволило значительно уточнить структуру массива.

В целях более полного освещения характерных особенностей каждого горизонта и взаимоотношений между ними сначала дается характеристика двух первых горизонтов, имеющих большую индивидуальность, а описание остальных горизонтов I фазы приводится совместно по отдельным наиболее изученным участкам массива — Сууриваара и Нятоваара.

1. Горизонт мелкозернистых габбро-диоритов

Мелкозернистые габбро-диориты в виде довольно выдержанных горизонтов выделяются только по краевым частям участка Сууриваара и в районе Домгоры.

На остальной площади массива мелкозернистые габбро-диориты картируются в виде отдельных разрозненных мелких тел.

Несмотря на довольно изменчивый минералогический состав, макроскопически мелкозернистые габбро-диориты хорошо отличимы от всех остальных пород массива по их мелкозернистости, светло-серому цвету, наличию частых взаимнопересекающихся трещин с амфиболовой минерализацией.

По минералогическому составу среди габбро-диоритов выделяются следующие разновидности:

а) мелкозернистые пироксеновые и пироксено-оливиновые габбро;
б) пироксено-амфиболовые диориты;
в) амфиболовые диориты;
г) кварцевые диориты;
д) мангериты.

На участке Сууриваара мелкозернистые габбро по минералогическому составу существенно не отличаются от остальных пород I фазы. Произведенные замеры показали одинаковый состав пироксена ($cNg = 43°$, $2V = +44°$) и плагиоклаза (54% An). Наоборот, на участке Домгора состав диоритов довольно резко отличается от всех других пород I фазы.

Так, например, состав плагиоклаза делается более кислым (44—30% An), существенную роль в составе приобретает амфибол

* Наименование „продуктивный" обусловлено наличием в горизонте пород, обогащенных ильменитом и титаномагнетитом.

(cNg=1—3°, 2V=—73°) и гиперстен (2V = —48—56°) и наконец появляются кварцевые диориты и мангериты (кварцево-микроклиновые диориты).

Взаимоотношения мелкозернистых габбро-диоритов с другими породами массива можно наблюдать только на участке Сууриваара, где мелкозернистые габбро-диориты при переходе к крупнозернистым и пегматоидным габбро образуют согласные полосчатые ассоциации. С другой стороны в мелкозернистом габбро встречена жила пегматоидного габбро.

В северной части массива на западной оконечности горы Куккаваара среди рудных пироксенитов наблюдаются мелкие ксенолиты мелкозернистого диорита.

На южной оконечности массива среди плагио-микроклиновых гранитов наблюдаются довольно многочисленные отторженцы мелкозернистых габбро-диоритов. Вполне возможно, что мелкозернистые габбро-диориты имели значительно большее распространение, но были уничтожены при внедрении более поздних гранитов.

Все вышеперечисленное говорит о том, что мелкозернистые габбро-диориты являются наиболее ранними породами Елетозерского массива. Учитывая к тому же их мелкозернистость, габбро-диориты можно рассматривать как краевую фацию габброидных пород I фазы массива.

Ю. С. Неуструевым горизонт мелкозернистых габбро-диоритов под названием гнейсо-габбро-амфиболитов описывался также как краевая фация массива.

2. Горизонт среднезернистого оливинового габбро южной оконечности массива

Породы этого горизонта стоят особняком среди других пород массива как по своему минералогическому составу, так и по геологическому положению.

Среднезернистое оливиновое габбро слагает в южной оконечности массива довольно крупную, хорошо обнаженную возвышенность. За пределами этой возвышенности обнаженность исключительно плохая, так что каких-либо взаимоотношений с другими габброидными породами массива установить не удалось.

По нескольким замерам нечеткой полосчатости устанавливается близкое к широтному простирание пород этого горизонта с довольно крутыми углами падения к северу.

По минералогическому составу среди пород этой группы выделяются следующие разновидности:

а) нормальное и меланократовое оливиновое габбро;

б) габбро;

в) амфиболизированное габбро, нередко нацело превращенное в цоизито-амфиболовую породу.

Характерной их минералогической особенностью является наличие анортитового плагиоклаза (98—83% An). Моноклинный пироксен представлен авгитом (с Ng=45°,2V=+55°), оливин представлен гиалосидеритом (2V=—78°).

Среднезернистое оливиновое безрудное габбро относится к наиболее ранним образованиям I фазы массива. На это указывает:

а) почти полное отсутствие рудной вкрапленности, которая характерна для поздних образований I фазы;

б) состав плагиоклаза, который является наиболее основным из всех пород I фазы.

В. Е. Романовым (1952) эти породы параллелизовались с рудными пироксенитами горы Куккаваара (северная оконечность массива).

По нашему мнению, это является необоснованным по следующим соображениям.

Во-первых, местоположение безрудных оливиновых габбро южной оконечности массива и рудных пироксенитов горы Куккаваара (северная оконечность массива) является диаметральным.

Во-вторых, в минералогическом составе обеих групп пород имеется существенная разница, указывающая на различные этапы кристаллизации, и выражающаяся: 1) в почти полном отсутствии рудной вкрапленности в оливиновых габбро южной части массива и, наоборот, значительной в рудных пироксенитах горы Куккаваара; 2) состав плагиоклаза в рудных пироксенитах значительно более кислый и соответствует лабрадору (An 54%) по сравнению с почти чистым анортитом в оливиновых габбро южной оконечности массива.

3. Участок Сууриваара

На участке Сууриваара, благодаря хорошей естественной обнаженности, разрез габброидной серии пород I фазы изучен достаточно полно.

Выше нами уже описан горизонт мелкозернистых габбро-диоритов, являющийся наиболее древним.

На участке Сууриваара (см. рис. 2, 3) мелкозернистые габбро-диориты непосредственно граничат с горизонтом пегматоидного габбро. Контакт между ними осуществляется путем сочетания мелкозернистого и крупнозернистого габбро в полосчатых текстурах.

Ширина зоны перехода между двумя горизонтами 5—8 *м*. В этой зоне в мелкозернистом габбро сначала появляются маломощные прослои — полосы крупнозернистого габбро. В крупнозернистом габбро величина зерен составляет 1—3 *см*, а в мелкозернистом 1—2 *мм*. Границы прослоев крупнозернистого габбро среди мелкозернистого обычно довольно резкие при мощности 10—30 *см*. Далее по разрезу мощность прослоев крупнозернистого габбро постепенно нарастает за счет уменьшения ширины прослоев мелкозернистого габбро. Наблюдаются также своеобразные переходные породы, в которых среди мелкозернистой массы встречаются крупнозернистые включения

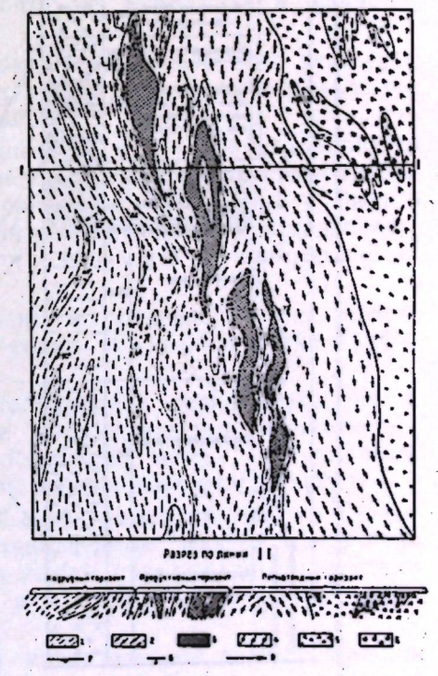


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Северная Сууриваара

1. Мелкозернистое габбро. *2.* Среднезернистое габбро. *3.* Рудные перидотиты. *4.* Крупнозернистое габбро. *5.* Пегматоидное габбро. *6.* Габбро-пегматит. *7.* Полосчатость. *8.* Трахитоидность. *9.* Линейность

диаметром 3—10 *см* того же состава. Затем по мере удаления от края массива прослои мелкозернистого габбро исчезают, уступая место массивному крупнозернистому и пегматоидному габбро. Горизонт пегматоидного и крупнозернистого габбро сложен основными породами с крупностью зерна 1—4 *см*. Типичный минералогический состав: плагиоклаз, пироксен и амфибол. Оливин присутствует редко. В количестве 5—20% постоянно встречаются вкрапленники титаномагнетита. В восточной части горизонта пегматоидного габбро полосчатость почти не отмечается. При движении к западу в сторону продуктивного горизонта появляются полосчатые текстуры, в которых сочетаются, главным образом, разновидности габброидных пород, различных по крупности зерна. В пегматоидном и крупнозернистом габбро часто встречаются неправильной формы обособления габбро-пегматитов шириной до 10—12 *м*. Границы их с пегматоидным габбро местами резкие, местами постепенные. Крупность отдельных кристаллических индивидов в габбро-пегматитах достигает 8—12 *см*. По минералогическому составу габбро-пегматиты отличаются от пегматоидного габбро лишь повышенным содержанием среди темноцветных минералов амфибола.

Мощность горизонта пегматоидного габбро 420 *м*.

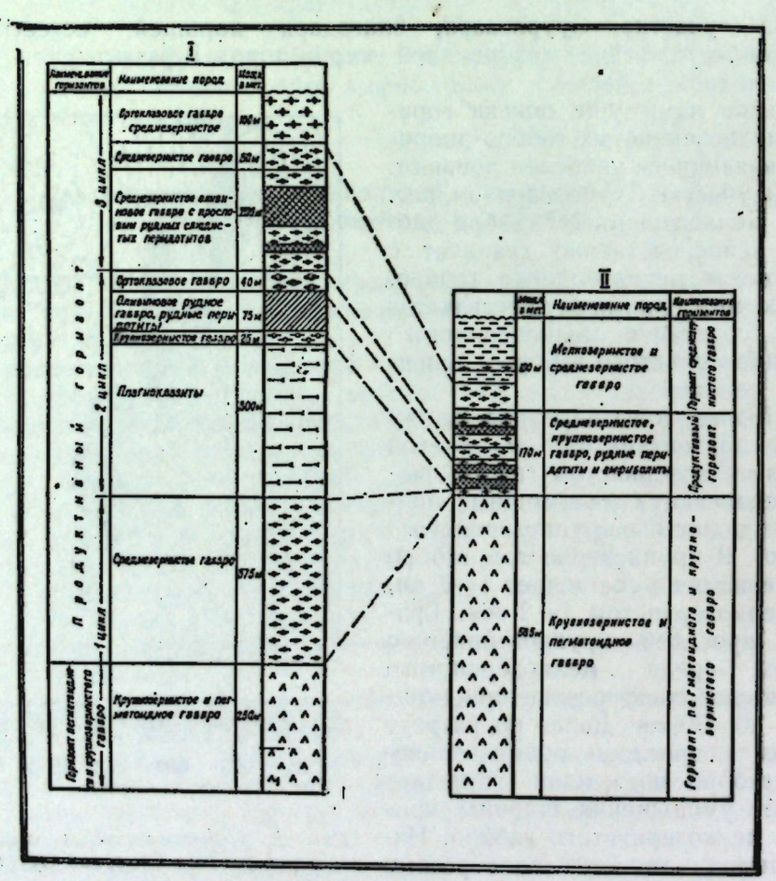


Рис. 3. Колонки габброидных пород I фазы:
I — участок Нятоваара;
II — участок Суурнваара

Описанный горизонт пегматоидного габбро к западу сменяется продуктивным горизонтом. Переходная зона характеризуется сочетанием в полосчатых текстурах крупнозернистого и среднезернистого габбро. Наиболее существенные особенности продуктивного горизонта — это наличие среди него залежей ильменито-магнетитовых руд и широкое развитие полосчатых текстур.

Вследствие интенсивной расслоенности строение этого горизонта весьма сложно. Он состоит из перемежающихся прослоев среднезернистого и крупнозернистого габбро, мощностью 10—30 *м*.

Все рудные залежи сосредоточены в прослоях среднезернистого габбро. Эти прослои отличаются не только наличием титановых руд, но и местами удивительно четко выраженными полосчатыми текстурами. Членами полосчатых ассоциаций являются плагиоклазиты, лейкократовое габбро, меланократовое габбро, пироксениты и перидотиты. Промышленные скопления ильменита и магнетита пространственно связаны с перидотитами и пироксенитами.

Основные породообразующие минералы в продуктивном горизонте, так же как в пегматоидном,— плагиоклаз и пироксен. Увеличивается количество оливина, а амфибола становится меньше. Из акцессорных минералов нельзя не отметить обилие, особенно в рудоносных породах, апатита. Ильменит наблюдается преимущественно в свободном состоянии, а не в структурах распада твердых растворов, что свойственно горизонту пегматоидного габбро.

Мощность продуктивного горизонта не выдержана и меняется от 150 до 250 *м*.

Продуктивный горизонт опять-таки через полосчатые текстуры, в которых чередуются в различной степени оруденелые породы, переходит в горизонт среднезернистого габбро.

Полосчатость в горизонте среднезернистого габбро становится менее отчетливой. Прослои и обособления крупнозернистого габбро хотя и встречаются, но по простиранию не выдержаны и быстро выклиниваются. Вкрапленники ильменита и магнетита равномерно рассеяны среди габброидных пород этого горизонта и промышленных скоплений не образуют.

Продуктивный горизонт переходит в среднезернистое габбро, заканчивающее разрез габброидной серии пород на участке Суурнваара.

Суммарная видимая мощность габброидной серии пород 960 *м*. Далее к западу располагается поле распространения нефелиновых и щелочных сиенитов III фазы. Контакты между габброидными и щелочными породами скрыты под четвертичными отложениями.

Заканчивая описание габброидной серии пород на участке Суурнваара, важно подчеркнуть, что установленные факты однозначно доказывают постепенность переходов между отдельными горизонтами путем сочетания принадлежащих к ним пород в полосчатых ассоциациях.

Следует полагать, что процессы магматической дифференциации в период формирования габброидной серии пород I фазы протекали эволюционно, не нарушаясь значительными перерывами во времени. В связи с этим авторы в отличие от предыдущих исследователей сочли целесообразным отказаться от расчленения габброидных пород на отдельные фазы, считая более правильным именовать их горизонтами.

4. Участок Нятоваара

Участок Нятоваара является одной из наиболее обнаженных частей массива. Как видно из геологической карты, он занимает срединную часть западной ветви подковообразного тела основных пород массива.

Не вдаваясь в описание деталей геологического строения и петрографии, отметим только основные, характерные особенности этого участка.

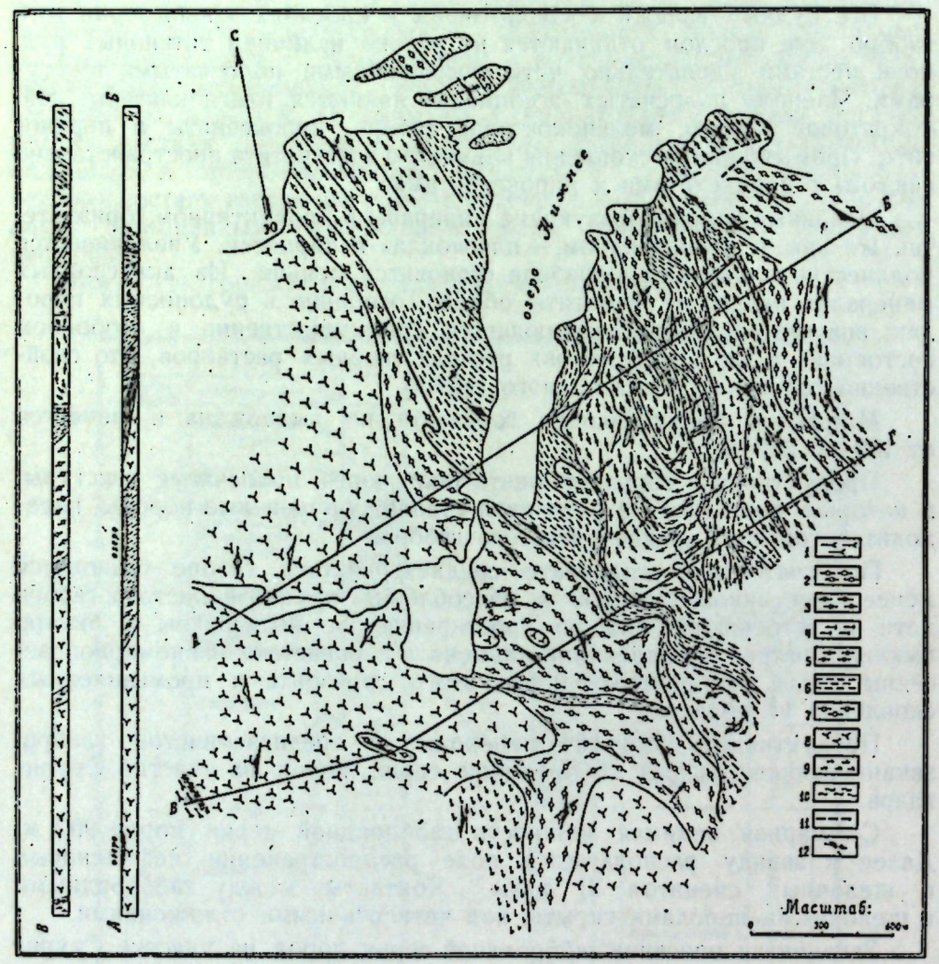


Рис. 4. Геологическая карта участка Нятоваара

1. Граниты. *2.* Лейкократовое ортоклазовое габбро. *3.* Ортоклазовое габбро. *4.* Рудные перидотиты. *5.* Рудное оливиновое габбро. *6.* Плагиоклазиты. *7.* Безрудное полосчатое габбро. *8.* Крупнозернистое габбро. *9.* Мелкозернистые габбро-диориты. *10.* Зоны рассланцевания и милонитизации. *11.* Сбросы. *12.* Полосчатость и линейность. Утолщенными линиями показаны границы циклов пород.

В результате детальных полевых исследований и микроскопического изучения выясняется, что выделенные общие горизонты для габброидных пород I фазы на участке Нятоваара обнаруживают взаимоотношения, характерные только для этого участка. Эти индивидуальные особенности позволили объединить габброидные породы участка Нятоваара в три крупных относительно самостоятельных цикла пород.

1. Цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро — рудного полосчатого габбро.
2. Цикл плагиоклазита — рудного оливинового габбро — рудных перидотитов и пироксенитов — ортоклазовых габбро.
3. Цикл слюдистого перидотита — слюдистого оливинового габбро — ортоклазового габбро.

Ориентировочные соотношения мощностей этих трех циклов представлены на рис. 3.

Первый цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро

Цикл крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро проходит по краевой (западной) части участка (см. рис. 4).

В этом цикле по морфологическим признакам выделяются две основные категории пород: крупнозернистые неполосчатые габбро и ясно полосчатые габбро.

Переход между этими породами постепенный и выражается в плавном изменении крупности зерна, зарождении полосчатости и ее постепенной индивидуализации.

Петрографическая характеристика этих пород уже приводилась в более ранних работах Ю. А. Неуструева, И. С. Ожинского, В. Е. Романова, поэтому укажем здесь только на некоторые специфические особенности этого цикла пород.

По имеющейся местами неясно выраженной полосчатости и трахитоидности в крупнозернистом габбро можно заключить, что последнее образует подобие антиклинальных ядер с довольно пологими углами падения. По внутреннему крылу этих ядер крупнозернистое габбро переходит в полосчатое безрудное габбро.

Кроме того, крупнозернистое габбро иногда выступает в виде изолированных участков округлой формы среди поля полосчатого габбро.

Полосчатое габбро, в целом, обладает по сравнению с крупнозернистыми более крутыми углами падения.

В краевой (западной) части крупнозернистого габбро в нескольких пунктах отмечены ксенолиты мелкозернистых тонкополосчатых безрудных пироксенитов. Ксенолиты остроугольной, параллелепипедальной формы и вытянуты в одном направлении. Пироксен представлен авгитом (с $Ng = 36-49°$ $2V = +46°$); присутствующий иногда в незначительном количестве плагиоклаз по составу отвечает битовниту (80% An).

Возможно, что тонкополосчатые пироксениты являются краевой фацией цикла крупнозернистого габбро — полосчатого безрудного габбро.

Характерной макроскопической особенностью крупнозернистого габбро является идиоморфизм крупных кристаллов плагиоклаза по отношению к пироксену.

Состав плагиоклаза в породах этого цикла закономерно меняется от битовнита (90% An) в лежачем боку крупнозернистого габбро до кислого лабрадора (48% An) в верхней части полосчатого безрудного габбро. Состав пироксена по всей мощности данного цикла пород существенно не меняется и представлен авгитом (с $Ng = 43-45°$, $2V = +48°$ в крупнозернистом габбро и с $Ng = 43-49°$ и $2V = +44+60°$ в полосчатом габбро).

На значительных площадях среди цикла крупнозернистое габбро — полосчатое безрудное габбро развиты процессы амфиболизации, эпидотизации и скаполитизации.

В этом случае состав плагиоклаза понижается до андезина (38% An). Амфибол представлен роговой обманкой (с Ng=13°, 2V=—61°).

Как крупнозернистые, так и полосчатые габбро секутся жилами габбро-пегматитов, представленных по минералогическому составу эпидото-скаполито-амфиболовыми породами.

Из других разновидностей, имеющих подчиненное значение, следует отметить троктолиты и рудное полосчатое габбро.

По-видимому, троктолиты образуют изолированные участки неправильной формы среди крупнозернистого габбро с постепенными переходами между этими породами.

Несколько подробней следует остановиться на рудном полосчатом габбро (южная оконечность участка).

В этом случае рудное габбро находится в согласных полосчатых ассоциациях с крупнозернистым амфиболизированным габбро. В рудном полосчатом габбро встречен ксенолит плагиоклазита из прослоя составляющего основание следующего цикла пород плагиоклазита — рудного оливинового габбро — ортоклазового габбро.

В другом случае, в северной части участка Нятоваара, наблюдаются согласные закономерно направленные переходы между первым и вторым циклами пород.

Далее, в средней и южной части участка начальный член второго цикла (плагиоклазиты) довольно резко отделен от конечных членов первого цикла крупнозернистого габбро — полосчатого габбро.

Детально характер этого перехода не изучался, однако можно отметить следующее. Как уже упоминалось, конечные члены первого цикла имеют состав плагиоклаза, отвечающий кислому лабрадору (48% An). Начальные же члены второго цикла плагиоклазита — ортоклазового габбро имеют состав битовнита (80%), т. е. существует некоторый скачок в переходе от одного цикла пород к другому. Забегая вперед, скажем, что более детально и четко аналогичные факты изучены в последующих циклах пород.

Эти, на первый взгляд, противоречивые факты могут быть истолкованы следующим образом.

В ходе последовательного, направленного процесса магматической дифференциации взаимоотношения между различными крупными членами (этапами) этого процесса могут быть различными в зависимости от места и условий проявления этого процесса.

В данном случае в одном месте (северная часть участка Нятоваара) нет резкого разделения между первым и вторым циклами пород.

В процессе дальнейшего развития дифференциации эти циклы приобретают известную самостоятельность и на определенной стадии дифференциации и в определенных условиях может создаться такое положение, когда одновременно с развитием второго, более позднего цикла еще происходит образование конечных членов первого, более раннего цикла пород. С этой точки зрения становится понятным наличие ксенолита плагиоклазита, относящегося к основанию второго цикла пород, в рудном полосчатом габбро, являющемся конечным членом первого цикла пород.

Второй цикл плагиоклазита — рудного оливинового габбро — рудного перидотита — ортоклазового габбро

Взаимоотношения между первым и вторым циклами пород только что описаны. Нижний прослой второго цикла, представленный плагиоклазитами, имеет невыдержанную мощность и крутые углы падения

линейности и полосчатости (70—90°). Мощность плагиоклазитов постепенно уменьшается в ЮВ направлении. Последующие члены этого цикла имеют изменчивые углы падения, но с преобладающими пологими углами.

В целом породы 2 цикла образуют подобие синклинальной структуры, на крыльях которой находятся плагиоклазиты, которые сменяются рудными и оливиновыми габбро и перидотитами. В центральной части цикла находятся различные разновидности ортоклазового габбро, нередко со значительным ильменито-титаномагнетитовым оруденением.

С востока породы второго цикла срезаются по ломаной ступенчатой линии породами третьего цикла слюдистого перидотита — ортоклазового габбро.

Ко второму циклу приурочена большая часть рудоносных пород участка, представленных меланократовыми разностями оливинового габбро и перидотитами, которые сочетаются в полосчатых ассоциациях с плагиоклазитами и лейкократовым габбро.

Рудоносные меланократовые породы довольно резко отделены от прослоя плагиоклазитов.

Нередко можно отметить наличие в основании комплекса рудоносных пород прослоя крупнозернистого или пегматоидного габбро, мощностью 20—25 *м*.

Группа рудоносных пород распадается на отдельные ритмически повторяющиеся полосчатые ассоциации пород. Характер и направленность этих ритмов бывает различной и требует дальнейшего детального изучения.

Одним из таких типов ритмичности, возможно наиболее распространенным среди второго цикла пород, является серия перидотит — плагиоклазит, сходная по описанию А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941) с аналогичными сериями пород перидотит — анортозит массива Гремяха-Вырмес.

В таких ритмах рудные перидотиты находятся в лежачем боку ритма, обладают более основным составом плагиоклаза (82—70% An) и постепенно переходят в габбро и плагиоклазиты с составом плагиоклаза, понижающимся до лабрадора.

В то же время нередко можно наблюдать, что рудные перидотиты могут давать короткие секущие жилы в соседние полосы плагиоклазита.

Особенно интересны взаимоотношения между рудоносными ассоциациями пород и габброидными ортоклазсодержащими породами (монцонитами).

В большинстве случаев серий ортоклазовых габбро обладают более лейкократовым характером по отношению к рудоносным породам, имеющим ясно выраженный меланократовый характер. Однако нередки случаи наличия рудоносных меланократовых ортоклазовых габбро (эссекситов).

Детально изученный в одном случае переход от ритмической полосчатой ассоциации перидотит — лейкократовое габбро к серии ортоклазовых габбро представляет следующую картину.

В серии перидотит — лейкократовое габбро состав плагиоклаза понижается в конечных членах этого ритма до лабрадора (50% An) без появления ортоклаза.

Далее следует серия плагиоклазит — лейкократовое оливиновое габбро. Состав плагиоклаза в этой серии более основной (58% An), чем в конечных членах предшествующей серии (50% An). В последующей небольшой серии габбро — ортоклазовое габбро состав плагиоклаза понижается до 53 номера. Далее идет серия различных,

большей частью лейкократовых, разновидностей ортоклазового габбро с почти одинаковым составом плагиоклаза более основного состава (62—59% An), чем в предшествующей серии.

На границах этих выделенных серий пород обычно наблюдаются узкие зоны незначительного рассланцевания и образования сдвигов небольшой амплитуды (3—10 *см*).

Таким образом мы видим, что переход к ортоклазовому габбро совершается не плавным эволюционным путем, а скачкообразно. Уменьшение основности плагиоклаза до определенного предела не ведет всегда к образованию ортоклаза.

Для возникновения ортоклаза необходимо наличие еще каких-то дополнительных условий, пока неизвестных. Более поздние ортоклазовые разности имеют даже состав плагиоклаза более основной (причем на 12 номеров), чем конечные члены ритмической ассоциации рудный перидотит — лейкократовое габбро.

Третий цикл слюдистого перидотита — оливинового слюдистого габбро — ортоклазового габбро

Данный цикл пород расположен в восточной части участка и, как уже упоминалось выше, обладает явно секущим интрузивным контактом по ломаной ступенчатой линии со вторым циклом пород. Замеренное в двух случаях падение контакта является вертикальным. При этом следует отметить, что при вертикальном секущем контакте ориентировка линейности во втором и третьем циклах пород по обе стороны контакта является одинаковой.

Вдоль этого контакта в породах более раннего второго цикла наблюдаются четко выраженные сдвиги небольшой амплитуды. Кроме того, здесь же наблюдаются интенсивные зоны рассланцевания и милонитизации, по которым нередко наблюдаются жилы щелочного пегматита, генетически связанные с более поздней фазой щелочных и нефелиновых сиенитов.

Породы третьего цикла, так же как и породы второго цикла, образуют подобие синклинальной структуры, только в менее четкой форме.

Падение на крыльях такой структуры — асимметрическое — на западном крыле пологое (20—30°), на восточном — крутое (50—70°).

В краевых частях третьего цикла пород находятся перидотиты и меланократовое габбро, большей частью ослюденелые. В центральной части находится ортоклазовое габбро, нередко оливинсодержащее.

Суммируя все вышеизложенное по участку Нятоваара, можно выделить некоторые основные черты магматической дифференциации в этой части массива, именно:

1. Направленный и в целом эволюционный процесс магматической дифференциации рудной основной магмы подразделяется на три этапа, последовательно следующих друг за другом, с некоторым перекрытием во времени между ними при наличии определенных условий этого процесса.

2. Широкое развитие сингенетических четко полосчатых ассоциаций, приуроченность поздних дифференциатов, представленных ортоклазовыми габбро, к центральным частям второго и третьего циклов пород, говорит о преобладании дифференциации на месте. Однако наличие перерывов в постепенности этого процесса служит указанием и на известную связь с магматической дифференциацией

в более глубоких частях магматического бассейна. Эти два процесса магматической дифференциации находятся в тесной взаимосвязи.

3. Направленность процесса дифференциации приводит к образованию рудных ультраосновных пород и пород монцонитового типа (ортоклазовых габбро).

Во втором цикле пород, кроме того, четко проявилась тенденция дифференциации от лейкократовых к меланократовым породам: от плагиоклазитов к рудным перидотитам.

При сравнении участков Нятоваара и Сууриваара видно, что они значительно отличаются друг от друга по целому ряду геологических и петрологических особенностей.

Такими наиболее существенными различиями являются:

1. Бо́льшая сложность геологической структуры участка Нятоваара.

2. Относительно большее количественное и качественное развитие на участке Сууриваара ильменито-титаномагнетитовых руд.

3. Значительное развитие на участке Нятоваара плагиоклазитов и лейкократового габбро, выделяющихся в самостоятельные прослои. На участке Сууриваара плагиоклазиты не получают четкого обособления.

4. Появление на участке Нятоваара в конечных членах магматической дифференциации различных разновидностей ортоклазового габбро. На участке Сууриваара данные породы отсутствуют.

5. Появление самостоятельного цикла пород слюдистого перидотита — ортоклазового габбро на участке Нятоваара.

6. Значительно большее развитие на участке Сууриваара зональных плагиоклазов и пироксенов, что указывает на то, что образование пород участка Нятоваара происходило в условиях большей глубинности, чем пород участка Сууриваара.

Перечисленные особенности указывают на большую степень магматической дифференциации на участке Нятоваара по сравнению с участком Сууриваара.

В значительной степени это обстоятельство объясняется различным положением участков в структуре массива. Участок Нятоваара расположен в срединной, наиболее широкой части массива, а участок Сууриваара — на южной оконечности восточной ветви подковообразного тела основных пород.

Более глубокий эрозионный срез участка Нятоваара по сравнению с участком Сууриваара хорошо согласуется с северо-восточным направлением линейности в массиве.

В связи с большей глубинностью находится и большая длительность процесса магматической дифференциации на участке Нятоваара.

Учитывая связь ильменито-титаномагнетитового оруденения с летучими, становится более ясным и относительное обогащение рудами участка Сууриваара в условиях верхних, апикальных частей массива.

IV. II ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ДАЙКИ ДИАБАЗОВ, СПЕССАРТИТОВ, ВОГЕЗИТОВ

Выделение даек диабазов, спессартитов и вогезитов в самостоятельную интрузивную фазу исходит из следующих положений:

а) диабазы, спессартиты и вогезиты по своей геологической позиции резко отличаются от основных пород I интрузивной фазы;

б) химический и минералогический состав данной группы пород сильно отличается как от основных пород I интрузивной фазы, так

и от более поздних щелочных сиенитов и гранитов, но в то же время является как бы связующим членом между породами I фазы и щелочными сиенитами.

Дайки диабазов и спессартитов находятся в одних и тех же тектонических зонах с более поздними щелочными пегматитами, сиенит-порфирами и бостонитами.

Диабазы обычно образуют вертикальные дайки, мощностью от 0,5 до 20 *м*. Нередко по контактам даек наблюдается внедрение более поздних щелочных пегматитов и бостонитов.

Под микроскопом диабазы обнаруживают типичную офитовую структуру и состоят из моноклинного пироксена (авгита) и кислого плагиоклаза, биотита и амфибола.

Авгит и кислый плагиоклаз, как правило, обладают зональным строением. Плагиоклаз в центре зерен представлен олигоклаз-андезином (33% An), по краям альбитом (5% An). Авгит (с $Ng = 46°$) имеет в центральной части зерен $2V = +53°$ и по краям $2V = +60°$.

Спессартиты обычно не образуют самостоятельных даек и жил, а находятся в виде ксенолитов различной степени измененности в щелочных пегматитах. В единичных случаях спессартиты образуют целые нерасчлененные жилы, в контакте которых развиты щелочные пегматиты и бостониты.

Под микроскопом спессартиты состоят из мелких ксеноморфных зерен и призмочек роговой обманки (с $Ng = 11°$, $2V = 62°$).

V. III ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ЩЕЛОЧНЫЕ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Щелочные и нефелиновые сиениты, относящиеся к III фазе, слагают центральную часть массива. Площадь распространения щелочных сиенитов отличается крайне слабой обнаженностью. В связи с этим закономерности их геологического строения изучены недостаточно.

Судя по магнитометрическим данным и отдельным редким выходам, площадь, занимаемая щелочными породами, составляет 20 *км*^{2}. В плане эта площадь представляет собой удлиненный эллипс, обрамленный со всех сторон габброидными породами I фазы. Габброидные породы I фазы территориально отделяют нефелиновые сиениты от гранитов. Поэтому возрастные соотношения между гранитами и щелочными сиенитами неясны.

Петрография щелочных пород достаточно подробно описана в отчетах Ю. С. Неуструева, И. С. Ожинского, В. Е. Романова. Основные породообразующие минералы в сиенитах: ортоклаз, альбит, микроклин, нефелин и эгирин. В подчиненных количествах отмечаются: щелочные роговые обманки, анальцим, канкринит, флюорит, циркон и сфен.

Помимо крупных полей в центральной части массива щелочные породы слагают жильные пегматитовые тела, секущие габброидную серию пород. На участках Сууриваара и Нятоваара количество жил весьма значительно. На участке Сууриваара в продуктивном горизонте среднее расстояние между ними не более 10—30 *м*. Мощность жил колеблется от 0,2 до 20 *м* при протяженности 50—300 *м*. Простирание жил в подавляющем большинстве случаев совпадает с простиранием первичной полосчатости. Минералогический состав щелочных пегматитов тот же, что и у сиенитов. На отдельных участках отмечается иногда повышенное количество флюорита и циркона. Более

молодыми, чем жилы щелочных пегматитов, являются жилы сиенит-порфиров и бостонитов.

В щелочных пегматитах установлена ниобиевая минерализация, связанная с присутствием пирохлора. Пегматиты с ниобиевой минерализацией пользуются широким площадным распространением. Подобные жилы обнаружены на участке Сууриваара, Межозерном и в северной части массива.

Генезис щелочных сиенитов предыдущими исследователями трактовался с различных позиций. Ю. С. Неуструев и В. Е. Романов считают их магматическими породами, а И. С. Ожинский — метасоматическими. Вопрос о генезисе щелочных сиенитов остается открытым, так как существенно новых факторов, позволяющих решить этот вопрос, не получено.

Относительно щелочных сиенитов также неясен вопрос о механизме заполнения последними трубчатого пространства в центральной части массива. В южной части западной ветви габброидной серии пород к площади распространения нефелиновых сиенитов территориально примыкают мелкозернистые габбро, относимые нами к краевой фации габброидных пород. Отсюда возникает предположение о наличии в центральной части массива до образования щелочных сиенитов каких-то древних вмещающих пород.

VI. IV ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА. ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ

Всеми предыдущими исследователями Елетозерского массива не отмечалось наличия гранитов более молодых, чем основные породы массива.

В результате работ 1955—1956 гг. с достоверностью устанавливаются граниты более молодые, чем основные породы Елетозерского массива.

Прежде чем перейти к описанию фактов, доказывающих это положение, отметим несколько особенностей этих гранитных пород.

1. Как видно из схематической карты Елетозерского массива, граниты развиты по краевым частям массива.

2. Граниты находятся в непосредственном контакте с различными породами I фазы массива. Так, например, на участке Сууриваара граниты контактируют с мелкозернистыми габбро, на южной оконечности массива с среднезернистыми оливиновыми габбро, по восточному контакту массива — с крупнозернистыми габбро и мелкозернистыми габбро-диоритами.

3. Образование гранитов сопряжено с интенсивными тектоническими процессами. Это видно из следующих фактов:

а) большая часть гранитов интенсивно огнейсована;

б) граниты насыщены ксенолитами габброидных пород. Местами граниты переходят в типичные агматиты (см. рис. 5) и послойные магматиты;

в) по восточному контакту гранитов с габбро наблюдается довольно мощная зона тектонитов, представленная преимущественно альбито-амфиболовыми сланцами, образовавшимися за счет основных пород I фазы массива. На участке Домгора (см. рис. 9) мощность таких пород достигает местами 100—120 *м*.

Местами ксенолиты альбито-амфиболовых сланцев вместе с габбро-диоритами смяты в интенсивные плойчатые структуры (рис. 6).

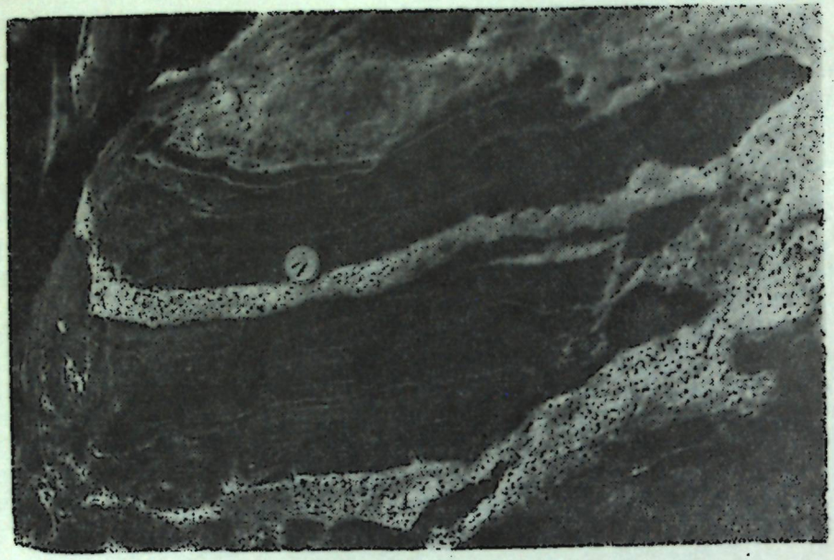


Рис. 5. Ксенолиты габброидных пород в гранитах Елетозерского массива.

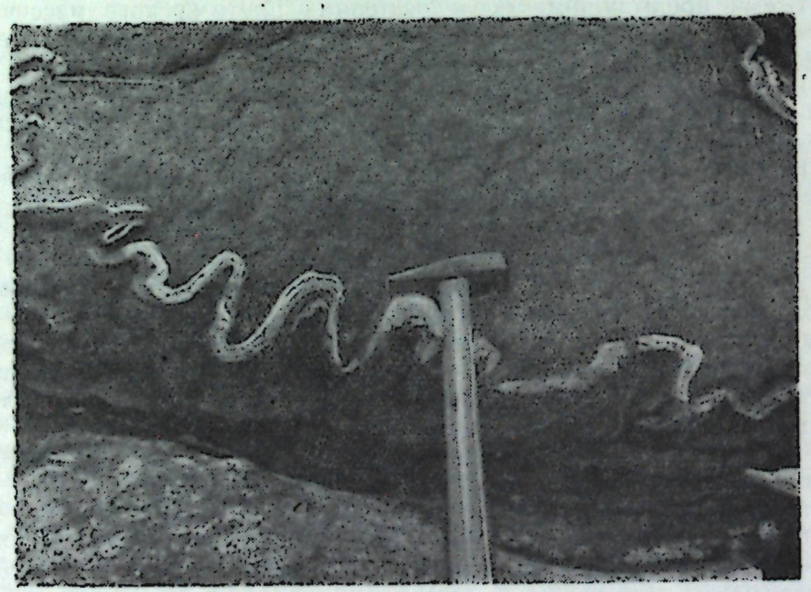


Рис. 6 Пигматитовая жилка гранодиорита в ксенолите альбито-амфиболового сланца.

Отмеченные взаимоотношения известны еще по работам Ю. С. Неуструева (1937).

Петрографические разновидности гранитов. По минералогическому составу и текстурным особенностям выделяются, в основном, две разновидности гранитов:

1) гранодиориты;

2) плагио-микроклиновые и существенно микроклиновые граниты.

Гранодиориты серого цвета, интенсивно огнейсованы, средне- и крупнозернисты. Их характерной особенностью является порфировидная структура, обусловленная наличием соссюритизированных вкрапленников олигоклаз-андезина (№ 34—31), включенных в основную средне- и мелкозернистую массу, состоящую из кварца и биотита. Представление о структуре гранодиоритов дает рис. 7.

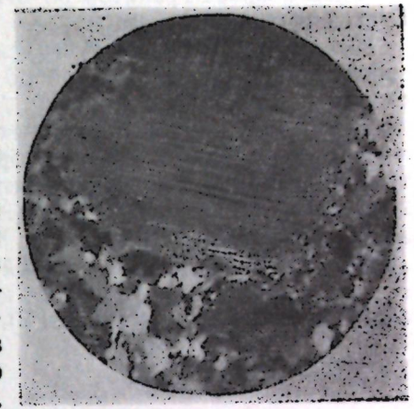


Рис. 7. Микрофото гранодиорита. Виден крупный порфировый вкрапленник плагиоклаза в кварцево-биотитовой основной массе. Увеличение 20, николи скрещены

Гранодиориты нередко содержат многочисленные ксенолиты пород габброидного и диоритового составов.

Плагио-микроклиновые граниты связаны серией постепенных петрографических переходов с гранодиоритами.

Плагио-микроклиновые граниты по внешнему виду отличаются от „серых" гранодиоритов своим розовым или красновато-розовым цветом.

Плагио-микроклиновые граниты развиты или в виде прожилков в гранодиорите, образуя различного типа мигматиты-агматиты и прослойные мигматиты — или в виде сравнительно однородных участков.

Нередко в микроклиновых разностях гранитов зерна кварца приобретают голубоватый цвет. Кроме того, однородные разности микроклиновых гранитов обладают порфировой структурой с размером вкрапленников микроклина до 1—3 *см* по длинной оси.

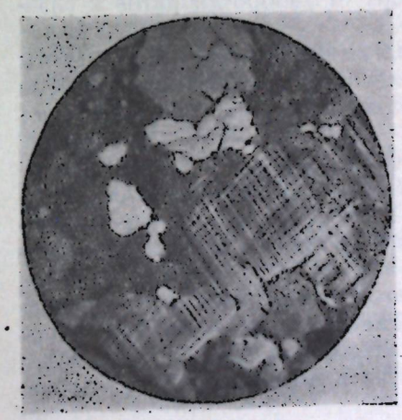


Рис. 8. Микрофото плагио-микроклинового гранита. Видно развитие микроклина по плагиоклазу. Увеличение 20, николи скрещены

Изредка встречаются реликты зерен ортоклаза.

Микроклин развивается метасоматически, замещая плагиоклаз, или в основной массе, нередко сильно катаклазированной. Часто на границе зерен плагиоклаза и микроклина образуются мирмекиты.

Представление о структуре плагио-микроклиновых гранитов дает рис. 8.

Как уже упоминалось выше, вопрос о границе и характере вмещающих пород Елетозерского массива остается открытым.

Не исключена возможность, что часть гранитов, которые при полевых исследованиях условно именовались „серыми гранитами",

являются более древними (архейскими?) в значительной степени переработанными более молодыми плагио-микроклиновыми гранитами.

Перейдем теперь к изложению фактов, определяющих более молодой возраст гранитов по отношению к основным породам I фазы Елетозерского массива.

В отчете Ю. С. Неуструева по геологической съемке (1937) соотношения гранитов и габбро Елетозерского массива определяются главным образом по участку Домгора. Ю. С. Неуструев описывает здесь краевые зоны габброидных пород массива, представленных различного рода тектонитами, которые, по его мнению, образовались при тектоническом воздействии магмы на стенки интрузивной камеры. Правда, в то же время Ю. С. Неуструевым отмечается послойная жила гранитов в краевой зоне тектонитов, но эту жилу он считает „вдвинутой" в сланцы краевой зоны массива.

Детальное геологическое картирование этого участка выявило следующую картину (см. рис. 9).

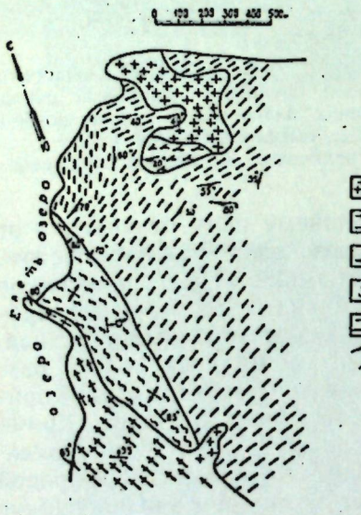


Рис. 9. Геологическая карта участка Домгора.

1. [Плагио-микроклиновые граниты. *2.* Гранодиориты. *3.* Мигматиты гранитов по габбро-диоритам. *4.* Альбито-амфиболовые сланцы. *5.* Мелкозернистые габбро-диориты. *6.* Полосчатость. *7.* Сланцеватость

В контакте гранодиоритов с габбро-диоритами проходит зона тектонитов, представленных альбито-амфиболовыми сланцами, мощностью в 100—120 *м*.

Простирание сланцеватости этой зоны совпадает с гнейсовидностью и полосчатостью гранодиоритов и срезает почти под прямым углом первичную полосчатость габбро-диоритов. Контакт плагио-амфиболовых сланцев с габбро-диоритами резкий. Однако степень рассланцевания различна, и по шлифам можно проследить все переходы от габбро-диоритов к сланцам.

Плагио-микроклиновые граниты образуют апофизы или отдельные тела прихотливой формы в габбро-диоритах.

В двух обнажениях, примыкающих к плагио-микроклиновым гранитам, встречены послойные мигматиты этих гранитов по габбро-диоритам.

В этом случае серый габбро-диорит делается светло-розовым, видны отчетливые инъекционные гранитные прожилки. Микроскопически гранитизация габбро-диоритов выражается в новообразовании кварца, микроклина и зеленого биотита.

Кроме того, в восточной части массива в зоне тектонитов зафиксированы послойные инъекционные прожилки грано-сиенитового состава.

На южной оконечности массива в восточном контакте участка Южная Сууриваара задокументирован непосредственный контакт гранитов с крупнозернистым габбро (см. рис. 10).

В этом обнажении наблюдается обеднение гранита кварцем и переход его в грано-сиенит. Зон рассланцевания и милонитизации, как

в граните, так и в габбро, не наблюдается. В грано-сиените содержатся многочисленные ксенолиты крупнозернистого габбро I фазы массива. Контуры ксенолитов или резкие, остроугольные, или мягкие, расплывчатые. Как в самих ксенолитах крупнозернистого габбро, так и во вмещающем крупнозернистом габбро, отмечается развитие вторичного кварца, зеленого биотита и амфибола.

По восточному контакту пород I фазы массива в различных точках в гранитах отмечены ксенолиты мелкозернистых габбро-диоритов.

И наконец, в многочисленных пунктах зафиксированы жилы плагио-микроклиновых гранитов в различных основных породах I фазы массива.

Типичная жила мелкозернистого плагио-микроклинового гранита видна на фото (рис. 11).

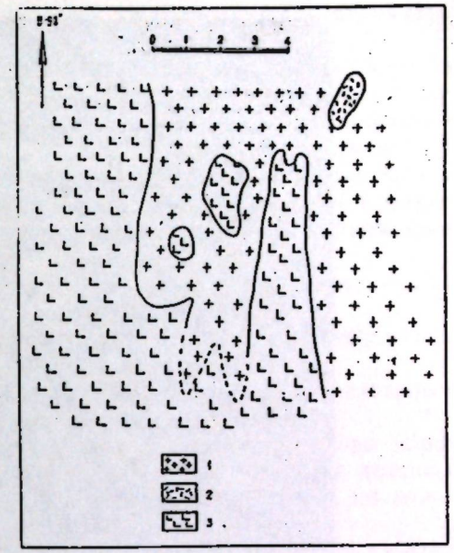


Рис. 10. Зарисовка обнажения 1524. План. Контакт грано-сиенитов с крупнозернистым габбро.

1. Грано-сиенит. *2.* Эпидозит. *3.* Гранитизированное крупнозернистое габбро

Характерной особенностью гранитных жил является то, что они развиты в основных породах I фазы только в узкой приконтактовой зоне с гранитами.

Взаимоотношения гранитов с другими породами массива

В восточном контакте пород I фазы встречен крупный ксенолит габбро в гранитах. В ксенолите габбро проходит жила диабаза, и линия контакта ксенолита с гранитом „срезает" жилу диабаза.

Соотношения же гранитов со щелочными и нефелиновыми сиенитами непосредственно не устанавливаются.

Может быть, в этой связи следует отметить следующий факт. На участке Южная Сууриваара среди поля гранитов в 600 *м* от контакта с габброидными породами встречена жила мелкозернистого пепельно-серого сиенито-диорита, мощностью свыше 0,5 *м*. Жила сиенито-диорита сечет не только гранодиориты, но и жилу плагио-микроклинового гранита.

Структура сиенито-диорита — порфировая. Порфировые вкрапленники представлены олигоклаз-андезином (29% An).

В основной массе находятся зерна плагиоклаза того же состава, анортоклаза ($\beta - Ng = 90°$, $Nm = 71°$, $Np = 16°$, $2V = -38°$), моноклинного пироксена и биотита.

VII. V ФАЗА. ДАЙКИ ЭНСТАТИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Дайки энстатитовых порфиритов впервые отмечены Е. И. Стабровской на мысе Пирттиниеми озера Елетозера. В других пунктах в районе Елетозерского массива последующими исследованиями аналогичные породы не обнаружены.

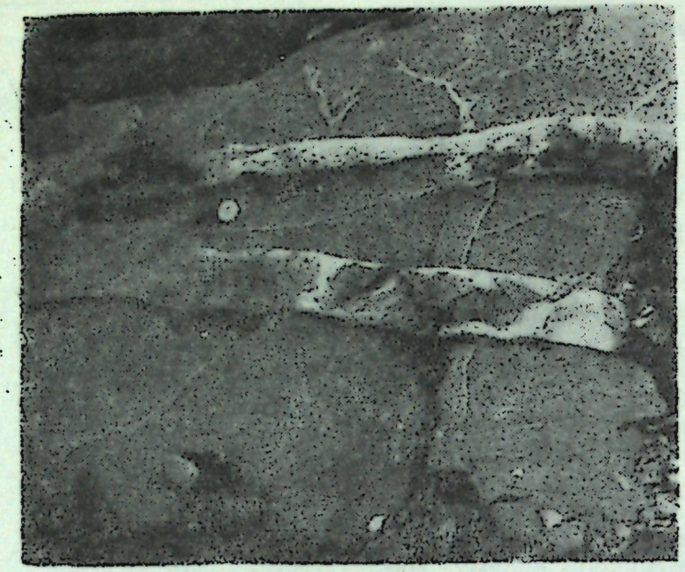


Рис. 11. Жила плагио-микроклинового гранита в габбро I фазы Елетозерского массива.

Дайки энстатитовых порфиритов секут под различными углами гнейсовидность молодых гранитов. Мощность даек колеблется от 0,5 до 20 *м*. Микроскопически различаются как афонитовые, так и полнокристаллические разновидности этих пород.

Ю. С. Неуструевым энстатитовые порфириты рассматривались, как самые молодые породы района Елетозерского массива. Им же дается и детальная петрографическая характеристика этих пород. В частности, Ю. С. Неуструевым описывается переход в одной из даек от пироксенового порфирита в породу состава кварцевого порфирита.

VIII. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГИИ И ТЕКТОНИКИ ЕЛЕТОЗЕРСКОГО МАССИВА

Степень изученности Елетозерского массива не позволяет еще дать полную характеристику петрологии и тектоники последнего, поэтому в настоящей статье авторы приводят только свои соображения по некоторым основным положениям.

Остановимся сначала на некоторых вопросах тектоники массива.

В силу отсутствия достоверных фактов о характере и структуре вмещающих пород (рамы массива), вопрос о взаимоотношениях массива и вмещающих пород остается пока открытым.

Кольцевая форма строения габброидных и щелочных пород массива, вероятнее всего, говорит о платформенном типе интрузии.

Отсутствие гнейсовых фаций в основных и щелочных породах массива служит указанием на вероятную пассивность рамы в процессе формирования габброидных и щелочных пород.

Характерной особенностью прототектоники I интрузивной фазы является соотношение между первичной полосчатостью и линейностью. В породах I фазы массива линейность по отношению к полосчатости обладает относительным постоянством своего направления при значительных колебаниях углов погружения. Полосчатость же по сравнению с линейностью отличается невыдержанностью своего простирания. Она может образовывать подобие синклинальных структур, резкие повороты по простиранию и т. д.

Направление линейности в породах I фазы массива северо-восточное (СВ 10—60°). Относительное постоянство ориентировки линейности говорит об устойчивом характере тектонических сил растяжения при формировании пород I интрузивной фазы массива и направлении движения поступающей из глубины порций магмы — с северо-востока на юго-запад.

Частичная статистическая обработка трещин отдельности в породах I фазы показывает сопряженность последних с первичными структурами течения — линейностью и полосчатостью.

С механической активностью магмы связаны дальнейшие этапы тектоники массива, а именно:

1. Образование трещин растяжения, по которым происходило внедрение даек диабазов, спессартитов и вогезитов.

2. Внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитов, сиенит-порфиров и бостонитов.

С внедрением щелочных и нефелиновых сиенитов связано образование в породах I фазы многочисленных и часто довольно мощных зон милонитизации и рассланцевания, ориентированных или по длинной оси массива (меридионально) или в СВ направлении.

Нередко к таким тектоническим зонам приурочены крутые склоны и даже обрывы (гора Куккаваара, северная оконечность горы Нятоваара). Указанные тектонические движения продолжались и после формирования жил щелочного пегматита, на что указывает наличие рассланцованных и будинированных тел щелочного пегматита в некоторых зонах милонитизации, обычно СВ направления. Возможно, часть таких тектонических зон носила сбросовый характер.

Несколько особняком стоит вопрос о тектонике, сопряженной с внедрением гранитов, более молодых, чем габброидные породы Елетозерского массива.

В отличие от других пород массива, молодые граниты первично огнейсованы, содержат многочисленные ксенолиты различных габброидных пород. На контакте гранитов и пород I фазы проходят довольно мощные зоны тектонитов. В зоне развития гранитов довольно интенсивно развиты процессы мигматизации. Все вышеперечисленные факты говорят о значительной тектонической активности магмы в этот период в отличие от условий формирования I фазы массива.

И наконец, последним этапом тектонической жизни, связанной с формированием массива, является образование трещин или расколов, послуживших каналами для внедрения даек энстатитовых порфиритов.

Из вопросов, касающихся петрологии массива, рассматриваются следующие:

1. О составе первоначальной магмы и некоторых особенностях ее последующей эволюции.

2. Генетическое положение II и V фаз массива (даек диабазов, спессартитов, вогезитов и энстатитовых порфиритов).

3. О положении молодых гранитных пород.

О составе первоначальной магмы

В связи с тем, что мелкозернистые габбро-диориты являются самыми ранними из известных пород массива, их мелкозернистость и приуроченность к краевым частям габброидных пород I фазы рассматривается как принадлежность к породам краевой фации этой

фазы, состав габбро-диоритов принимается как отвечающий наиболее вероятному составу первоначальной магмы Елетозерского массива или во всяком случае составу магмы I фазы.

К настоящему времени имеется два химических анализа мелкозернистых габбро участка Сууриваара (табл. 2).

Таблица 2

	Проба 1 (восточный контакт участка Северная Сууриваара)	Проба 2
SiO_2	46,32	48,10
TiO_2	1,15	1,15
Al_2O_3	16,78	14,84
Fe_2O_3	3,76	4,69
FeO	6,26	8,20
MnO	0,18	0,28
CaO	15,66	12,06
MgO	7,71	6,38
V_2O_5	0,07	0,05
K_2O	0,51	0,72
Na_2O	1,04	2,03
H_2O	0,17	0,30
п.п.п.	0,37	0,61

Числовые характеристики по А. И. Заварицкому

	a	в	c	s	f¹	m¹	c¹	n
Проба I	3,1	32,4	9,9	54,6	29,7	41,1	29,3	77,3
Проба II	5,5	30,8	7,3	56,4	32,6	35,6	24,8	82,5
Плато-базальт	6,8	30,1	6,2	56,9	42,7	38,7	18,6	85,7(3)

По своим числовым характеристикам системы А. Н. Заварицкого мелкозернистые габбро ближе всего отвечают числовым характеристикам плато-базальта или толеитовому типу магмы. С этим согласуется и то, что конечными членами дифференциации в горизонте мелкозернистых габбро-диоритов являются кварцевые диориты и мангериты.

Однако в ходе последующей магматической эволюции образуются рудные оливинсодержащие ультраосновные породы и монцониты. В логической последовательности с этим находится и возникновение еще более поздних щелочных и нефелиновых сиенитов.

Таким образом, последующие члены магматической дифференциации не соответствуют тенденции дифференциации толеитового типа магм, а отвечают тенденции дифференциации магмы типа оливинового базальта.

Это обстоятельство, возможно, находит свое объяснение в том, что для Елетозерского массива первоначальный состав магмы типа плато-базальта возник из магмы типа оливинового базальта в результате процессов гибридизма при прохождении через кислую сиалическую оболочку.

Генетическое положение II и V фаз массива

Геологические позиции и петрографические особенности пород II и V фаз массива говорят за то, что они являются типичными малыми интрузиями.

II интрузивная фаза представлена дайками диабазов, спессартитов и вогезитов, внедрившихся в породы I интрузивной фазы. Состав этих пород является переходным от габброидных к щелочным породам массива (между I и III фазами). Изменения в составе пород II фазы показывает ход эволюции состава магмы на глубине в период между внедрением I и III фаз массива.

Аналогичное можно сказать и о V интрузивной фазе, представленной дайками энстатитовых порфиритов. Генетически дайки энстатитовых порфиритов связаны с молодыми гранитами и также указывают на ход глубинной магматической эволюции.

Таким образом, в своих взглядах на малые интрузии авторы согласны с представлениями М. Б. Бородаевской (1955), которая указывает, что „описываемые формации характеризуют самостоятельные интрузивные циклы и являются производными глубоко расположенных магматических бассейнов, проходящих на глубине длительную и сложную дифференциацию".

О положении молодых гранитных пород

Данный вопрос является наиболее сложным и противоречивым.

Для правильного решения этого вопроса, на взгляд авторов, необходимо учитывать следующее:

Первое. Целый ряд факторов указывает на то, что значительная часть молодых гранитов прошла стадию магмообразования. Эти факты следующие:

1) Наличие многочисленных ксенолитов габброидных пород в молодых гранитах. Нередко ксенолиты габбро-диоритов краевой фации I фазы массива находятся в поле гранитов на довольно значительном удалении от контакта с породами I фазы.

2) Активное химическое воздействие со стороны гранитов на основные породы массива и ксенолиты габброидных пород.

3) Изменение в некоторых случаях состава гранитов к граносиенитам в результате процессов взаимодействия гранитов с основными породами массива.

Второе. Молодые граниты контактируют с различными породами I фазы массива — краевой фацией, представленной габбро-диоритами, крупнозернистыми и среднезернистыми габбро.

В контакте гранитов с габброидными породами массива развиты тектониты, образовавшиеся за счет этих габброидных пород.

Эти факты, вероятнее всего, свидетельствуют о том, что граниты поступили с некоторой глубины по тектоническим зонам, приуроченным к краевым частям габброидных пород I фазы массива.

Минералогический состав гранитов и их текстура не обладают четко выраженными особенностями (как например щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес), позволяющими отличить их от более древних гранитов.

Некоторое отличие заключается только в наличии порфировой текстуры грано-диоритов и однородных разностей плагио-микроклиновых гранитов. Причем для грано-диоритов характерен довольно основной состав порфировых вкрапленников плагиоклаза (№ 31—34), что значительно отличает их от архейских олигоклазовых гранитов.

В этой связи уместно отметить также следующее.

Для наиболее изученных массивов аналогичного геологического строения, например таких как Волынский массив габбро-лабрадоритов и Адирондак в северной Америке, также характерна ассоциация более ранних габброидных пород и более поздних щелочных и гранитных пород. Гранитные породы занимают площади, в несколько раз превосходящие площади габброидных пород. Минералогический состав этих гранитов не обладает какими-либо специфическими особенностями.

Все это говорит за то, что граниты Елетозерского массива прошли в значительной своей части магматическую стадию и их проникновение в верхние структурные горизонты сопряжено с интенсивными тектоническими движениями.

Способ возникновения этой гранитной магмы, характер ее генетической связи с габброидными и щелочными породами массива является не ясным.

IX. О ВОЗРАСТЕ ЕЛЕТОЗЕРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Всеми предыдущими исследователями (Ю. С. Неуструевым, И. С. Ожинским, В. Е. Романовым) возраст Елетозерской интрузии, на основании наличия щелочных пород и последующей аналогии с Хибинским и Ловозерским массивами щелочных пород, принимался как палеозойский.

Определение абсолютного возраста гранитных пород массива аргоновым методом по слюде, проведенное в Лаборатории геологии докембрия АН СССР Э. К. Герлингом, дало цифру в 1620 миллионов лет. Определение абсолютного возраста тем же методом в слюдистом габбро I фазы массива дало явно завышенную цифру в 2 миллиарда лет. Однако относительный порядок цифр этих двух определений согласуется с геологическими фактами.

Несмотря на возможную завышенность цифр абсолютного возраста, все же нужно признать, что порядок цифр отвечает протерозойскому возрасту по следующим соображениям.

Параллелизация Елетозерского массива с палеозойскими щелочными массивами Кольского полуострова (Африканда, Вуориярви, Ена, Салмогора и Песочная аномалия) исключается по двум причинам:

1. Довольно резкое различие в геологическом строении. Для Африканды, Вуориярви и других аналогичных массивов характерен комплекс ультраосновных и щелочных пород типа якупирангитов, ийолитов и мельтейгитов.

Для Елетозера характерна ассоциация габброидных, сиенитовых и гранитных пород.

2. Металлогения палеозойских щелочных массивов (Африканды, Ены, Салмогоры и др.) существенно отличается от металлогении Елетозерского, Цагинского массивов и массива Гремяха-Вырмес.

С первыми связано перовскито-кнопитовое и магнетитовое оруденение, со вторыми — ильменито-титаномагнетитовое.

3. Определение абсолютного возраста для Африкандовского и Вуориярвинского массивов различными методами, в том числе и аргоновым по слюде, показало цифры, лежащие в довольно четких пределах 320—360 миллионов лет (Герлинг, 1956; Чураков, 1947).

Геологические особенности Елетозерского массива (кольцевая форма, первоначальный состав магмы, отвечающий плато-базальту, наличие щелочных нефелинсодержащих пород, отсутствие признаков регионального метаморфизма) говорят о его платформенном характере. Данное обстоятельство, как будто, исключает архейский возраст Елетозерской интрузии.

Таким образом, наиболее вероятный возраст Елетозерской интрузии — протерозойский, посторогенный.

В этой связи стоит вопрос и о возрасте интрузий Гремяха-Вырмес и Цагинской на Кольском полуострове, которые имеют много общих геологических, петрологических и металлогенических особенностей с Елетозерским массивом.

По аналогии с Елетозерским массивом их возраст, возможно, следует также принимать как протерозойский, посторогенный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя предварительные итоги изложенному фактическому материалу, в заключение суммируем новые данные по геологии Елетозерского массива, которые сводятся к следующему:

1. Кроме известного ранее ильменито-титаномагнетитового оруденения, связанного с основными породами I интрузивной фазы, выявлено ниобиевая минерализация, связанная с пирохлором, в щелочных и нефелиновых сиенитах.

2. Выделены граниты, являющиеся более молодыми, чем габброидные породы I интрузивной фазы массива. Площадь распространения этих гранитов, взаимоотношения последних с архейскими породами, а также вопросы их генезиса остались не изученными.

3. Внесены значительные изменения в расчленение последовательности образования массива, выражающиеся: 1) в объединении габброидных пород массива в одну интрузивную фазу; 2) в выделении трех новых интрузивных фаз: а) даек диабазов, спессартитов и вогезитов; б) гранитов; в) даек энстатитовых порфиритов.

4. Подтверждено предположение В. Е. Романова об отнесении Елетозерского массива к плутонам центрального типа и о его кольцевом строении.

5. Порядок цифр определения абсолютного возраста и платформенный характер Елетозерской интрузии указывает на протерозойский, посторогенный ее возраст.

В свете этих новых данных представляется возможным высказать несколько предположений:

1. По аналогии с Елетозерской интрузией возраст массивов Гремяха-Вырмес и, возможно, Цагинского на Кольском полуострове следовало бы также считать протерозойским, посторогенным.

2. Группу массивов Кольского полуострова и Карелии, содержащих в своем составе щелочные нефелинсодержащие породы, относимых

до сих пор целиком к палеозою, возможно, следует разделить по возрасту на две основных группы:

А — палеозойскую,
Б — протерозойскую.

К протерозойской группе следует отнести Елетозерский массив в Карелии, Гремяха-Вырмес и, возможно, Цагинский массивы на Кольском полуострове, для которых характерно сочетание ранних габброидных пород и более поздних щелочных и гранитных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б. 1955. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. Сб. „Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Труды первого Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН СССР.

Герлинг Э. К. 1956. Агроновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов. Геохимия, № 5. Изд. АН СССР.

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов). Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Чураков А. Н. 1947. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изд. АН СССР. Серия геологическая, № 1.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

А. И. БОГАЧЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДНЫХ ТИТАНОСОДЕРЖАЩИХ МАГМ ОСНОВНОГО СОСТАВА

В настоящей статье делается попытка осветить некоторые характерные особенности дифференциации рудных титаносодержащих магм основного состава как на основе собственного фактического материала, так и по литературным данным.

Из обширного круга магматических титановых и титаномагнетитовых месторождений рассмотрению подвергаются интрузивные массивы, в строении которых существенную роль играют анортозиты, лабрадориты (массивы Адирондак в Северной Америке, Волынский на Украине, Гремяха-Вырмес и Цагинский на Кольском полуострове, Елетозерский в Карелии).

Анализ фактического материала показывает, что такие массивы, несущие значительное ильменитовое и титаномагнетитовое оруденение, несмотря на наличие многочисленных особенностей, присущих только каждому массиву в отдельности, обладают целым рядом общих признаков.

1. Прежде всего, все эти массивы сформировались на значительной глубине в условиях, когда внешнее давление превышало внутреннее давление летучих компонентов, что обусловило фузивный тип ильменитовых и титаномагнетитовых месторождений.

2. Далее, в составе и строении массивов выделяется два крупных цикла магматических пород:

1) цикл ранних пород, связанных с дифференциацией рудной магмы основного состава;

2) цикл более молодых пород гранитоидного и щелочно-сиенитового рядов.

Породы сиенитового и щелочного составов обычно приурочены к центральным частям массивов, породы гранитоидного состава — к периферическим, краевым частям массивов.

Особенно четко это выражено в строении массива Гремяха-Вырмес, детально описанного в известной работе А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941).

При исследовании Волынского плутона габбро-лабрадоритов А. А. Полканов (1948, стр. 72) приходит к выводу, что „...геологически комплекс габбро-лабрадоритов, комплекс гранитов коростенских, рапакиви, лезниковских (и, может быть, других) и, наконец, описанный недавно комплекс щелочных сиенитов представляет собой один естественный ряд, в понимании В. Гольдшмита, возникший в одну

длительную интрузивную деятельность... не разделяясь между собой большими геологическими перерывами".

Для Цагинского массива габбро-лабрадоритов К. О. Кратцем в 1940 г. были установлены более молодые, чем комплекс габбро-лабрадоритов, пегматоидные граниты, приуроченные к краевым частям массива (Кратц, 1941).

Для Елетозерского массива в 1955 г., в результате совместных работ Северо-Западного геологического управления и Карельского филиала Академии наук СССР, кроме комплексов основных и щелочных пород, были установлены более молодые микроклино-плагиоклазовые граниты, приуроченные также к краевым частям массива (Богачев и Зак, 1958).

И, наконец, Баддингтон для Адирондакского массива выделяет кроме комплекса габбро-анортозитовых пород более молодую серию сиенито-гранитовых пород.

3. Последовательность образования в цикле ранних пород, связанных с дифференциацией основной рудной магмы, является обратной по сравнению с безрудными магмами основного состава.

Для рассматриваемых массивов устанавливается направленность хода дифференциации от лейкократовых пород (анортозитов и плагиоклазитов) через габброидные породы к рудным ультраосновным породам (рудным пироксенитам, перидотитам и рудным оливинитам) и сплошным ильменитовым и ильменито-титаномагнетитовым рудам.

Баддингтон (Evard, 1949) для массива Адирондак дает следующую последовательность образования массива (от ранних к поздним):

I — анортозитовая серия;
II — основные (оливиновые) габбро;
III — серия диоритовых пород (серия Росс);
IV — серия сиенито-гранитовых пород.

I и II серии пород относятся к раннему циклу основных пород.

В I и II сериях пород кристаллизация ильменитовых и титаномагнетитовых руд следует после кристаллизации габброидных пород.

Для Цагинского массива габбро-лабрадоритов, по собственным наблюдениям автора, для серии основных пород устанавливается следующая последовательность: лабрадориты, габбро, оливиновое рудное габбро, рудные оливиниты, сплошные титаномагнетитовые руды (Богачев, 1953).

Для Елетозерского массива, по данным как предыдущих исследователей: Неуструева (1936), Ожинского (1938) и Романова (1952), так и совместного детального изучения массива, проведенного старшим геологом Елетозерской партии СЗГУ Зак С. И. и автором настоящей статьи в 1954—1956 гг., для раннего цикла основных пород, сформировавшегося в одну интрузивную фазу, устанавливается сходная последовательность эволюции: безрудное крупнозернистое габбро, частью лейкократовое, плагиоклазиты и полосчатое безрудное габбро, рудное оливиновое габбро, рудные перидотиты.

4. Указанная выше последовательность эволюции от плагиоклазитов к рудным ультраосновным породам через габброидные породы отражает только одну сторону процесса.

Одновременно и несколько позже образования рудных ультраосновных пород происходит процесс возникновения пород сиенитового и монцонитового типов.

Это обстоятельство хорошо отражено в исследованиях Р. Болка по массиву адирондакских анортозитов, А. А. Полканова и Н. А. Елисеева по массиву Гремяха-Вырмес.

А. А. Полканов (1948) выделяет для раннего комплекса габбро-сиенитов две большие группы-серии (ряды):

А — группу-серию перидотита — анортозита;

Б — группу-серию перидотита — олигоклазового габбро—пуласкита.

Аналогичная картина наблюдается и на Елетозерском массиве, где последними дифференциатами рудной основной магмы являются различные разновидности ортоклазового габбро (монцониты, оливиновые монцониты, эссекситы). Нередко оливиновое ортоклазовое габбро значительно обогащено рудными минералами — ильменитом и титаномагнетитом.

Происходят ли эти два процесса одновременно не только во времени, но и в пространстве, зависит от специфических черт каждого массива. Так, например, А. А. Полканов для плутона Гремяха-Вырмес отмечает намечающееся распределение групп-серий перидотита — анортозита и перидотита — пуласкита на площади плутона.

В Елетозерском массиве эти два процесса развиваются, в основном, одновременно как во времени, так и в пространстве.

Для Цагинского массива габбро-лабрадоритов наблюдается приуроченность рудных ультраосновных пород к центральным частям массива, монцонитов — к периферии серии основных пород.

При изучении Цагинского и Елетозерского массивов автором наблюдались следующие петрографические особенности раннего цикла основных пород:

а) Как уже указывалось выше, по своему типу ильменитовое и титаномагнетитовое оруденение, связанные с рассматриваемыми массивами, относятся к фузивному типу. Рудные минералы кристаллизуются позже силикатов.

б) Обогащение летучими и рудными компонентами постепенно нарастает по ходу процесса дифференциации, и рудный остаточный расплав насыщен ими в наибольшей степени.

в) В наиболее ранних безрудных породах в некоторых случаях наблюдаются зерна оливина, включенные внутри зерен пироксена, что может служить указанием на наличие реакционных взаимоотношений между оливином и пироксеном на ранних стадиях кристаллизации основной магмы (см. рис. 1).

г) В габброидных породах, переходных между плагиоклазитами и рудными ультраосновными породами, которые содержат умеренное количество рудных и летучих компонентов, не наблюдается реакционных взаимоотношений между оливином и пироксеном. Оливин и пироксен в данном случае обладают взаимным ксеноморфизмом, зерна их всегда соприкасаются друг с другом. Нередко наблюдается даже более позднее развитие оливина по отношению к пироксену.

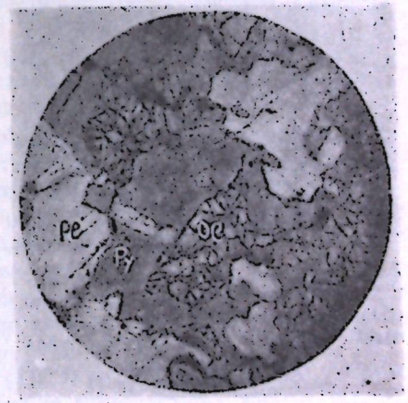


Рис. 1. Безрудное оливиновое габбро. Зерна оливина, включенные в зерна пироксена.
Увеличение 20, николи 11

Взаимоотношения оливина и пироксена, с одной стороны, и плагиоклаза, с другой стороны, указывают как на более раннюю кристаллизацию пла-

гиоклаза, так и на частичную одновременную кристаллизацию этих трех минералов.

Более раннее выделение части кристаллов плагиоклаза по отношению к оливину видно на рис. 2.

д) В рудных перидотитах обычно наблюдается более поздняя кристаллизация оливина по отношению к пироксену (см. рис. 3).

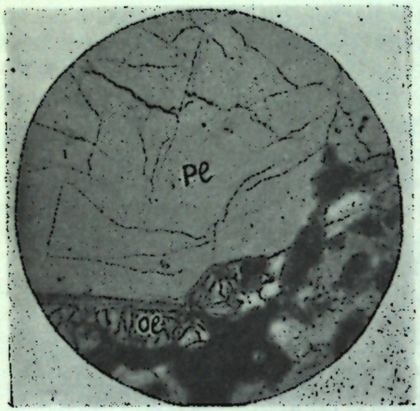


Рис. 2. Рудное оливиновое габбро. Раннее выделение плагиоклаза по отношению к оливину.
Увеличение 20, николи 11



Рис. 3. Характер кристаллизации оливина и пироксена в рудном перидотите.
Увеличение 20, николи 11

Нередко в рудных перидотитах пироксен представлен относительно крупными идиоморфными порфировыми вкрапленниками. Зерна оливина находятся в основной массе вместе с рудными минералами и кристаллами апатита. Данные взаимоотношения видны на рис. 4.

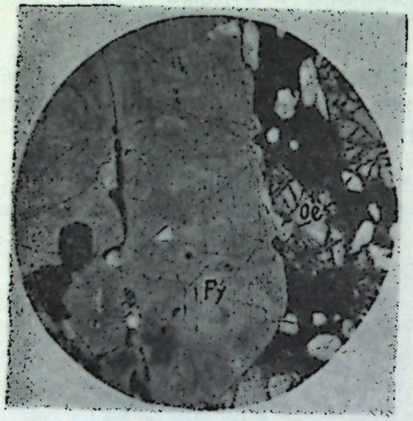


Рис. 4. Рудный перидотит. Порфировые вкрапленники пироксена. Видно развитие оливина вместе с кристаллами апатита (светлое) и рудой в основной массе.
Увеличение 20, николи 11

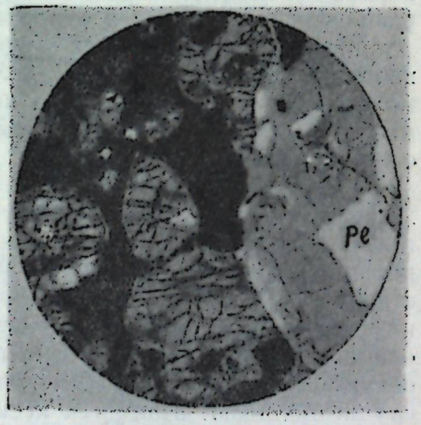


Рис. 5. Контакт жилки рудного оливинита в лабрадорите. На контакте видна келефитовая оторочка из актинолита.
Увеличение 20, николи 11

е) В рудных жилах и шлирах, кроме ильменита и титаномагнетита, присутствуют оливин и пироксен, зерна которых никогда не несут следов катаклаза. В то же время зерна плагиоклаза во вмещающих

рудные жилы породах и спорадические зерна плагиоклаза в самих рудах нередко раздроблены и изогнуты. Это служит указанием на то, что оливин и пироксен кристаллизовались из остаточного рудного расплава, но несколько раньше рудных минералов (рис. 5).

Аналогичные взаимоотношения между оливином, пироксеном и плагиоклазом описаны ранее А. А. Полкановым для плутона Гремяха-Вырмес.

А. А. Полканов выделяет для габбровой магмы пять этапов кристаллизации:

I этап — кристаллизация плагиоклаза и керсутита;
II этап — кристаллизация плагиоклаза и пироксена;
III этап — кристаллизация пироксена и гортонолита;
IV этап — кристаллизация пироксена, гортонолита, руды и апатита;
V этап — кристаллизация руды и апатита.

Интересно отметить, что под воздействием летучих компонентов в остаточный рудный расплав может перейти оливин с резко различным соотношением форстеритовой и фаялитовой молекул.

Так, например, для массива Гремяха-Вырмес, по данным А. А. Полканова и Н. А. Елисеева, оливин представлен гортонолитом с содержанием от 46 до 58% фаялитовой молекулы ($2V =$ от $-61°$ до $-72°$), для Цагинского и Елетозерского массивов оливин представлен хризолитом с 12% содержанием фаялитовой молекулы ($2V = \pm 90°$).

Все вышеизложенное позволило автору прийти к следующим представлениям о причинах обратной против обычной последовательности дифференциации для рудных основных магм.

Условия кристаллизации (внешнее давление, длительность остывания и т., д.) были таковы, что летучие компоненты на всем протяжении процесса дифференциации оставались в пределах массива, переходя по большей части в остаточный расплав. Длительность же самого процесса была достаточно велика, чтобы могла произойти наиболее полная дифференциация, потенциально заложенная в исходном составе магмы.

К. О. Кратц (1950), разбирая систему силикат—магнетит—летучие, показал принципиальную возможность с физико-химической точки зрения, при условии величины внешнего давления выше максимального внутреннего давления магмы, кристаллизации рудного компонента из жидкой среды при постепенном и непрерывном изменении последней от расплава до сжатых жидких растворов с изменением эвтектических отношений силиката и магнетита от значительного преобладания силиката в начале процесса до исключительного преобладания рудного компонента к концу процесса.

Однако взаимоотношения между силикатными компонентами, рудой и летучими являются значительно более сложными.

По мере того, как в остаточном расплаве накапливалось все более и более летучих компонентов, их роль и воздействие на ход кристаллизации возрастает в прогрессирующей степени.

Как известно, летучие компоненты и минерализаторы понижают температуру кристаллизации минералов, снижают вязкость силикатных и рудных расплавов.

Для оливина Боуэном и Тутлом (1950) экспериментально доказана возможность кристаллизации оливина в присутствии паров воды до температуры 400—450° при давлении около 2000 атм.

Сам характер кристаллизации минералов тоже меняется. Например, Боуэном и Шерером (1950) при экспериментальном исследовании

системы анортит — лейцит — кремнезем установлено, что в присутствии достаточного количества паров воды ортоклаз плавится конгруэнтно, т. е. кристаллизуется непосредственно из расплава. Они пишут: „При давлении около 2600 атм. (!) в расплаве ортоклаза растворяется около 6% воды и из этой жидкости легко кристаллизуется ортоклаз. Другими словами, присутствие воды создает конгруэнтное плавление ортоклаза" (стр. 73).

Учитывая характер кристаллизации оливина и пироксена в рудной основной магме и экспериментальные данные физической химии, можно прийти к выводу о том, что летучие компоненты в процессе кристаллизации оказывают дифференцированное воздействие на снижение температуры кристаллизации отдельных минералов.

В наименьшей степени это воздействие сказывается на плагиоклазах (во всяком случае, основного состава), в промежуточной на пироксенах и в наибольшей степени на оливине и рудных минералах.

Возможно, что одной из причин такого дифференцированного воздействия летучих является различная взаимная растворимость летучих с различными минералами в условиях внешнего давления, превышающего внутреннее давление летучих компонентов.

Кроме того, при достижении определенной концентрации летучих компонентов оливин не проходит точку инконгруэнтного плавления, т. е. кристаллизуется непосредственно из расплава без последующих реакционных взаимоотношений с пироксеном. При этом имеет место одновременная параллельная, раздельная кристаллизация пироксена и оливина, а затем кристаллизация оливина продолжается некоторое время после прекращения кристаллизации пироксена.

В исчезновении реакционных взаимоотношений между оливином и пироксеном при достижении определенной концентрации летучих компонентов, в дифференцированном воздействии летучих на понижение температуры кристаллизации отдельных минеральных компонентов лежит одна из основных причин обратного против обычного порядка дифференциации рудных магм основного состава.

Как уже указывалось раньше, этот процесс отражает только одну сторону хода эволюции, показывает, какие видоизменения вносит воздействие летучих в прерывистую, фемическую ветвь реакционного ряда Боуэна.

Одновременно с этим процессом идет эволюция полевошпатовых компонентов непрерывной ветви ряда Боуэна, на которых воздействие летучих сказывается в значительно меньшей степени.

Эта эволюция приводит к образованию пород сиенито-монцонитового типов.

Таким образом, можно прийти к заключению, что в ходе дифференциации рудной магмы основного состава проявляются две тенденции:

1. Рудно-гипербазитовая.
2. Сиенито-монцонитовая.

Первая тенденция полностью или почти полностью раскрывает свои потенциальные возможности в первой половине эволюции магмы, вторая тенденция при этом проявляется в зачаточном состоянии в конце первого цикла магматической деятельности и раскрывается в ходе дальнейшей эволюции, т. е. в последующих интрузивных фазах.

Рудно-гипербазитовая и сиенито-монцонитовая тенденции дифференциации магмы, несмотря на известную самостоятельность развития каждой тенденции в отдельности, взаимно связаны между собой.

В связи с этим уместно привести важное указание А. А. Полканова: „Необходимо здесь только еще раз подчеркнуть, что в настоящем случае мы имеем дело с тем типом дифференциации основной магмы, который приводит к образованию остаточной жидкости не гранитного состава, а состава щелочного сиенита (трахита). Причину, обусловившую такое направление дифференциации основной магмы нашего плутона, следует видеть в том, что кристаллизация основной магмы нашего плутона (Гремяха-Вырмес) началась не с оливина, а с пироксена, а также, вероятно, и в том, что остаточный расплав всегда был богат избыточной закисью железа" (А. А. Полканов, 1948, стр. 208), т. е. поздняя кристаллизация оливина и переход последнего в остаточную жидкость не создавали условий для фракционирования ранее выделившихся кристаллов оливина и образования остаточной жидкости, обогащенной SiO_2.

Вопрос о соотношении раннего цикла магматической деятельности с последующим грано-сиенитовым остается в настоящее время наименее изученным.

В этой связи можно высказать только несколько предположений.

При изучении Елетозерского массива намечается генетическая преемственность между последними членами магматической дифференциации первого этапа, представленными различного рода разновидностями ортоклазового габбро и щелочными и нефелиновыми сиенитами позднего этапа. Это обстоятельство подтверждается и тем фактом, что внедрению щелочных и нефелиновых сиенитов предшествовали дайки диабазов, микрогаббро, спессартитов и вогезитов (Богачев и Зак, 1958).

То же можно сказать и о плутоне Гремяха-Вырмес.

А. А. Полкановым отмечается, что „геологические данные и исследование процессов дифференциации и образование нефелиновых пород in situ — в камере плутона — показали нам, что часть якупирангитов — мельтейгитов, нефелиновых пуласкитов и шонкинитового типа сиенитов образовались в связи с комплексом олигоклазового габбро-акерита" (А. А. Полканов, 1948, стр. 208).

Приуроченность пород сиенитового и щелочного типов к центральным частям массивов может служить указанием на возникновение последних в процессе глубинной дифференциации без участия факторов воздействия внешней среды или, говоря иначе, они появились в результате тенденции развития, внутренне присущей данному типу магм, так сказать „чистой" линии дифференциации.

Для пород гранитной серии не устанавливается непосредственной генетической связи с последними членами дифференциации раннего цикла основных пород.

Приуроченность же гранитоидных пород к краевым частям массивов говорит, вероятнее всего, о том, что они возникли при глубинных процессах взаимодействия между магмой и вмещающими кислыми породами, за счет эволюции некой гибридной магмы или каких-либо других процессов взаимодействия (гранитизации и др.).

Соотношение во времени образования пород гранитного и щелочно-сиенитового типов достоверно не устанавливается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для массивов со значительным ильменитовым и титаномагнетитовым оруденением, в строении которых значительную роль играют анортозиты и плагиоклазиты, можно выделить два крупных цикла пород:

а) более ранний, связанный с дифференциацией рудной магмы основного состава;

б) более поздний цикл пород гранитоидного и щелочно-сиенитового типов.

2. Для первого цикла пород устанавливается две тенденции эволюции:

а) рудно-гипербазитовая, приводящая к образованию поздних членов дифференциации, представленных рудными ультраосновными породами и сплошными ильменитовыми и титаномагнетитовыми рудами;

б) сиенито-монцонитовая.

3. Обратный, против обычного, порядок дифференциации для рудных магм основного состава объясняется в значительной степени все возрастающей в ходе кристаллизации ролью летучих компонентов, выражающейся в исчезновении реакционных взаимоотношений между оливином и пироксеном при достижении определенной концентрации летучих и в дифференцированном воздействии последних на понижение температуры кристаллизации отдельных минеральных компонентов.

4. Рудно-гипербазитовая и сиенито-монцонитовая тенденции эволюции магмы являются естественными, внутренне присущими для основных рудных магм. Гранитная ветвь эволюции является приобретенной за счет глубинных процессов взаимодействия.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Зак С. И. 1958. Новые данные по геологии Елетозерского рудоносного массива в северной Карелии (печатается в настоящем выпуске).

Боуэн Н. Л. и Тутл О. Ф. 1950. Система $MgO — SiO_2 — H_2O$. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Изд-во иностранной литературы.

Полканов А. А. 1948. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. Лен. гос. ун-та.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. Лен. гос. ун-та.

Шерер И. Ф. и Боуэн Н. Л. 1950. Система анортит — лейцит — кремнезем. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Изд-во иностранной литературы.

Evard Pierre. 1949. The Differentiation of Titaniferons Magmas. Economic Geology, № 3, t. 44.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

С. И. ЗАК

ПОЛОСЧАТЫЕ ТЕКСТУРЫ В ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ЕЛЕТОЗЕРСКОГО МАССИВА КАРЕЛЬСКОЙ АССР

Елетозерская габбро-щелочная интрузия, расположенная в северной части Карельской АССР, неоднократно привлекала внимание исследователей своими интересными петрологическими и геологическими особенностями. Одной из своеобразных черт является удивительно четко проявленная псевдостратификация в более ранних основных членах магматического комплекса, выраженная в полосчатом чередовании различных пород.

Во время детальных исследований Елетозерского массива, проводившихся автором совместно с А. И. Богачевым в течение 1954—1956 гг., установлены некоторые закономерности в этом полосчатом чередовании пород.

В настоящей статье на основе выявленных закономерностей автор пытается расчленить псевдостратифицированный комплекс основных пород Елетозерской интрузии на возникающие в результате магматической дифференциации горизонты, циклы и ритмы, а также осветить некоторые вопросы их генезиса.

I. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЕЛЕТОЗЕРСКОГО МАССИВА

Елетозерский массив основных и щелочных пород представляет собой сложную многофазную интрузию кольцевого строения, имеющую в плане эллипсоидальные очертания. Длина массива 17 *км* при ширине 6 *км*. Возрастная последовательность интрузивных пород, слагающих массив, представляется следующим образом (от молодых к древним):

V фаза — дайки энстатитовых порфиров;

IV фаза — плагио-микроклиновые граниты;

III фаза — нефелиновые и щелочные сиениты;

II фаза — дайки микрогаббро, диабазов, спессартитов и вогезитов;

I фаза — основные породы: мелкозернистое, среднезернистое и пегматоидное габбро, пироксениты, перидотиты.

Основные породы I фазы слагают кольцевой пояс шириной 1—3 *км*. Внутри пояса залегают щелочные и нефелиновые сиениты III фазы. Плагио-микроклиновые граниты IV фазы приурочены к периферической зоне массива *.

* Более подробные сведения о строении Елетозерского массива помещены в статье „Новые данные по геологии Елетозерского рудоносного массива в северной Карелии".

Полосчатые текстуры, являющиеся темой настоящей статьи, развиты в основных породах I фазы. В них же устанавливается линейность и трахитоидность.

Детально основные породы I фазы изучены на участках Сууриваара и Нятоваара, расположенных соответственно в восточной и западной частях Елетозерского массива. В других частях массива, судя по имеющимся наблюдениям, полосчатые текстуры в основных породах характеризуются тем же строением и составом. Поэтому дальнейшее описание полосчатых текстур основывается, главным образом, на фактических данных по наиболее детально исследованному участку Сууриваара (рис. 1).

II. ОПИСАНИЕ ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР

Описание полосчатых текстур в основных породах участка Сууриваара ведется с востока от периферии массива в западном направлении к его центру. В восточной части участка Сууриваара распространено мелкозернистое габбро. В мелкозернистом габбро полосчатость отмечается лишь на отдельных участках.

Она характеризуется тонким и четким рисунком. Ширина полосок 0,5—1 *см*, границы их резкие. Полосы различаются по минералогическому составу и зернистости. Лейкократовые полосы обычно обладают несколько большей крупностью зерна. Содержание плагиоклаза в них до 50—70%. Меланократовые полосы обогащены пироксеном и амфиболом. Количество плагиоклаза в них падает до 20—30 %.

Средняя величина зерен породообразующих минералов 1—1,5 *мм*. Среди мелкозернистого габбро встречаются прослои среднезернистого габбро мощностью до 20 *м*.

Углы падения полосчатости в большинстве случаев крутые от 70° до вертикальных.

Мощность зоны мелкозернистого габбро с включенными прослоями среднезернистого 50—400 *м*.

С запада к участку распространения мелкозернистого габбро примыкает поле пегматоидного габбро. Переход между ними осуществляется через зону переслаивания, в которой чередуются полосы мелкозернистого и крупнозернистого габбро. Ширина этой зоны 5—8 *м*.

В восточной части участка развития пегматоидного габбро полосчатость практически отсутствует. Пегматоидное габбро представляет собой массивную породу, состоящую из основного плагиоклаза, пироксена и амфибола. В подчиненном количестве встречается оливин и хлорит. Кристаллы плагиоклаза идиоморфны относительно темноцветных минералов.

Иногда наблюдается, что темноцветные минералы заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза, образуя сидеронитовые структуры.

Средняя крупность зерна в пегматоидном габбро 1—2 *см*.

При движении к центру массива в пегматоидном габбро появляется сначала неясная, а затем все более и более четкая полосчатость. Полосчатость выражена чередованием полос пегматоидного и крупнозернистого габбро.

Еще далее к западу начинают преобладать над полосами пегматоидного габбро полосы крупнозернистого габбро, а также появляются отдельные полосы среднезернистого габбро.

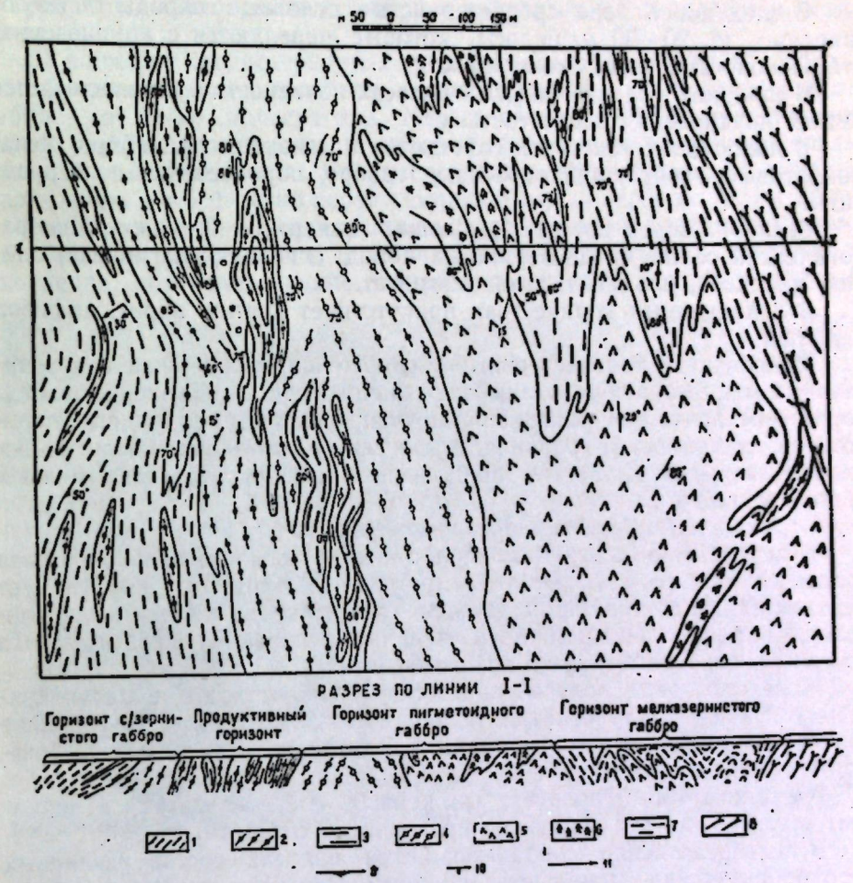


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка Сууриваара

1. Мелкозернистое габбро. *2.* Среднезернистое габбро. *3.* Рудный перидотит. *4.* Крупнозернистое габбро. *5.* Пегматоидное габбро. *6.* Габбро-пегматит. *7.* Мелкозернистое габбро. *8.* Гранит. *9.* Полосчатость. *10.* Трахитоидность. 11. Линейность

Величина зерен в крупнозернистом габбро 5—10 *мм*, в среднезернистом 2—5 *мм*. Мощность полос крупнозернистого габбро 5—60 *см*, среднезернистого 2—15 *см*.

Каждая полоса пегматоидного габбро сочетается с полосой крупнозернистого габбро и каждая меланократовая с лейкократовой, в результате чего образуется периодичное чередование полос различного состава и зернистости.

Углы падения полосчатости в пегматоидном и крупнозернистом габбро крутые — от 70° до вертикальных. Направление падения меняется от юго-западного до северо-восточного.

В пегматоидном габбро встречаются обособления габбро-пегматитов и согласно залегающие прослои среднезернистого габбро. Мощность зоны крупнозернистого и пегматоидного габбро с учетом залегания полосчатости равна 300—500 *м*.

Пегматоидное габбро к западу сменяется среднезернистыми основными породами, характеризующимися наиболее четкой расслоенностью. У контакта на расстоянии 5—8 *м* в крупнозернистом и пегматоидном габбро присутствуют полосы среднезернистого габбро.

В следующей зоне среднезернистые основные породы образуют широкие, до 20—30 *м*, полосы, которые чередуются с крупнозернистыми полосами такой же мощности.

В широких среднезернистых полосах повсеместно устанавливается четкая внутренняя полосчатость.

В полосчатых текстурах сочетаются плагиоклазиты, габбро, меланократовые габбро, лейкократовые габбро, пироксениты и перидотиты.

Величина зерен породообразующих минералов 2—5 *мм*. Минералогический состав среднезернистых пород: основной плагиоклаз, оливин, пироксен, ильменит, титаномагнетит.

В подчиненных количествах присутствует апатит, пирит, амфибол и хлорит.

Меняющиеся количественные соотношения в содержании перечисленных минералов обусловливают различный состав слагающих полосы пород — от почти мономинеральных плагиоклазитов до рудных перидотитов, состоящих из оливина, пироксена и титаномагнетита. Переходные звенья между ними представлены лейкократовым и меланократовым габбро.

Структуры пород гипидиоморфно-зернистые.

В чередовании различных полос всегда каждая меланократовая полоса сочетается с более лейкократовой, за которой снова следует меланократовая, и т. д. Кроме различия в количестве силикатных минералов, соприкасающиеся полосы нередко отличаются друг от друга по содержанию ильменита и титаномагнетита.

Меланократовые полосы, по составу соответствующие меланократовому габбро, пироксенитам и перидотитам, содержат повышенное количество вкрапленников ильменита и титаномагнетита, часто обогащены апатитом и пиритом.

В лейкократовых полосах, сложенных плагиоклазитами и лейкократовым габбро, эти минералы практически отсутствуют.

В непосредственно соприкасающихся полосах состав различных породообразующих минералов (по оптическим данным) постоянен. Только в пределах широких зон устанавливается более основной характер плагиоклаза в лейкократовых полосах, по отношению к меланократовым, при относительной устойчивости состава фемических минералов.

Минералогический состав полос большей частью однороден на всем протяжении. Иногда, преимущественно при пологих углах падения, наблюдается повышенная концентрация плагиоклаза в верхних частях полос.

Углы падения полосчатости самые разнообразные — от 10—20° до вертикальных. В плане вытянутые параллельно друг другу полосы нередко образуют плавные изгибы и псевдомикроскладки различных размеров.

Границы между полосами то резкие отчетливые, то неясные постепенные. Ширина полос меняется от 1—2 *см* до 2 *м*. При постепенных переходах между полосами центральные части их характеризуются большим содержанием соответственно плагиоклаза или темноцветных минералов.

Сочетания различных по составу чередующихся меланократовых и лейкократовых полос весьма разнообразны. Устанавливаются сочетания полос, в которых чередуются: габбро и лейкократовое габбро, габбро и меланократовое габбро, лейкократовое габбро и плагиоклазит, меланократовое габбро и плагиоклазит, меланократовое габбро

и перидотит, лейкократовое габбро и перидотит, плагиоклазит и перидотит.

В широких среднезернистых полосах основных пород на небольших участках наблюдается вся гамма переходов от нерасслоенного габбро до четко полосчатого. Нерасслоенное габбро представляет собой однородную породу, в которой породообразующие минералы распределены равномерно. Отмечается лишь идиоморфизм кристаллов плагиоклаза относительно зерен темноцветных минералов. Затем появляется зарождающаяся полосчатость, при которой плагиоклаз начинает концентрироваться в отдельные вытянутые неясно очерченные скопления, обусловливающие шлирово-полосчатую текстуру породы.

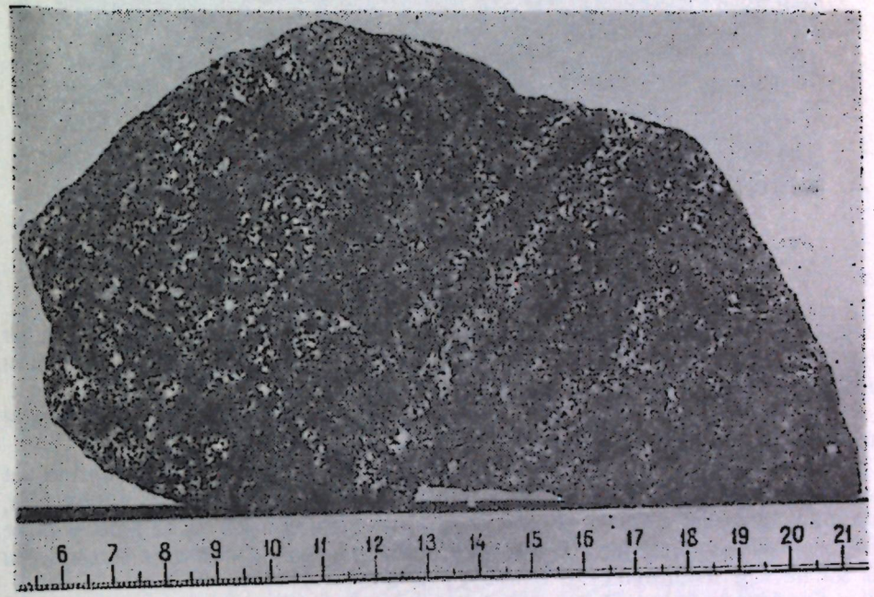


Рис. 2. Габбро с неясно выраженной полосчатостью

Дальнейшая более четкая полосчатость характеризуется заметным обособлением лейкократовых и меланократовых полос со сравнительно резкими границами. Породы, слагающие соприкасающиеся полосы, могут уже называться собственно меланократовыми и лейкократовыми габбро. Наконец, наиболее четкая полосчатость связана с появлением полос, сложенных рудными перидотитами. Границы этих полос повсеместно резкие.

Там же, где к полосам плагиоклазитов примыкают полосы рудных перидотитов, иногда наблюдаются секущие прожилки перидотитов в плагиоклазитах. При наличии серии перпендикулярных к полосчатости прожилков рудных перидотитов, плагиоклазитовые полосы разбиваются ими на прямоугольные фрагменты. В одном случае наблюдался переориентированный обломок плагиоклазитов, заключенный в полосу рудных перидотитов. Обратные соотношения, где бы лейкократовые полосы секли меланократовые, не устанавливаются.

Одной из важнейших особенностей строения широких среднезернистых полос является то, что внутри их в чередовании различных по составу лейкократовых и меланократовых полосок выявляются определенные, повторяющиеся друг за другом серии. Каждая такая

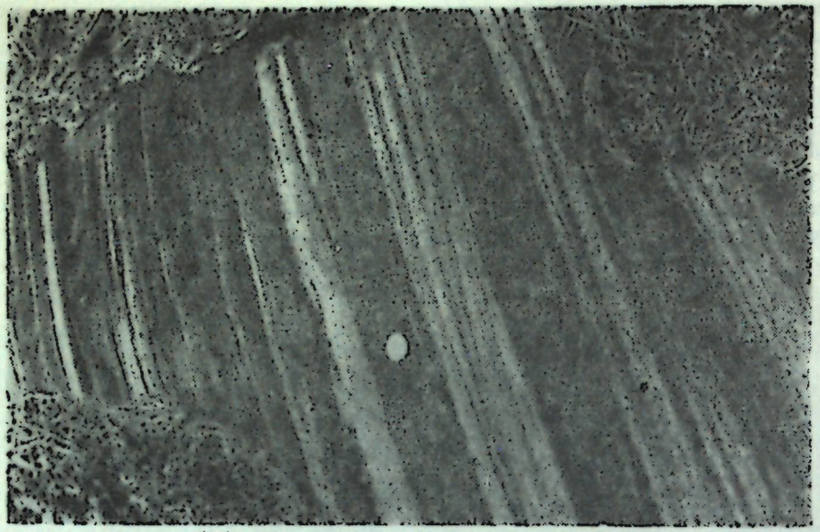


Рис. 3. Чередование четких полос меланократового габбро и плагиоклазита

серия характеризуется закономерным изменением состава полос от плагиоклазита или нерасслоенного габбро через лейкократовое или меланократовое габбро к рудному перидотиту.

В типичной серии начальным членом является нерасслоенное габбро или плагиоклазит.

Нерасслоенное габбро — это среднезернистая порода, состоящая из серовато-белых табличек пироксена и темных зерен пироксена, оливина и амфибола. Помимо указанных минералов в габбро в виде рассеянной вкрапленности присутствуют мелкие кристаллы ильменита и магнетита в количестве 5—10%.

Габбро сменяется слабо расслоенным габбро, в котором чередуются полосы меланократового габбро и лейкократового габбро, или меланократового габбро и габбро. Мощность чередующихся полос обычно от 2 до 20 *см*.

В меланократовом габбро содержание темноцветных минералов увеличивается до 60—70%, а рудных минералов до 10—30%, в то время как в лейкократовом количество фемических минералов не более 20—40%, а рудных 2—5%. Границы между лейкократовыми и меланократовыми полосами при движении к концу серии становятся все более и более резкими, а количество вкрапленников рудных минералов в меланократовых полосах растет. Наряду с этим разница в содержании темноцветных минералов и плагиоклаза в непосредственно сочетающихся полосах увеличивается.

Заканчивается типичная серия полосой рудного перидотита, содержание ильменита и титаномагнетита в которой не менее 20—70%. Ширина серии самая различная — от 10 *см* до 2—5 *м*.

Типичные серии, в которых присутствуют все члены ряда — от нерасслоенного габбро до рудного перидотита, встречаются редко. Часто устанавливаются как бы недоразвитые серии, в которых конечные перидотитовые полосы отсутствуют. Некоторые серии состоят всего из трех полос: лейкократового габбро, меланократового габбро и рудного перидотита. Узкие серии могут входить как составные

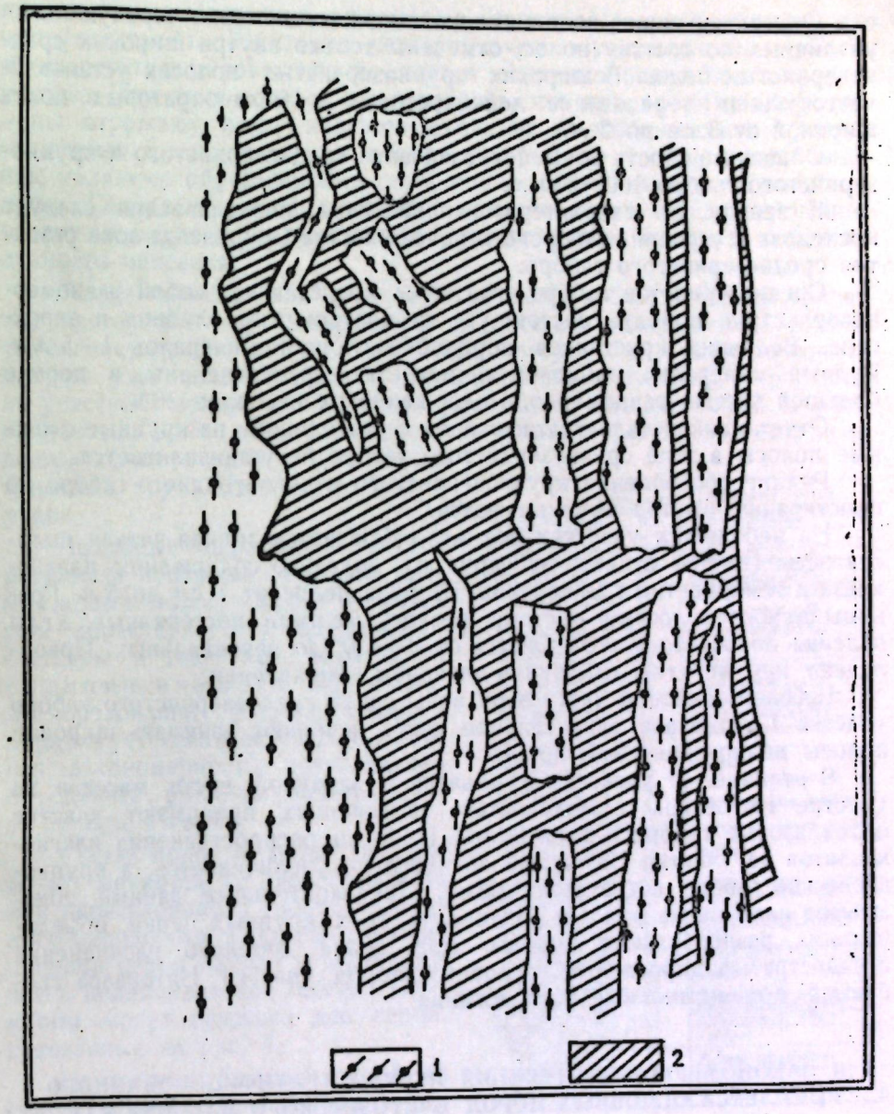


Рис. 4. Рудные перидотиты, секущие полосы плагиоклазитов.
1. Плагиоклазит. *2.* Рудный перидотит

части в более широкие. Во многих случаях выделение отдельных серий среди чередующихся лейкократовых и меланократовых полос весьма затруднительно.

Общим признаком для всех разнообразных по внутреннему строению серий является изменение состава и текстуры в них в следующих направлениях:

от нерасслоенного к расслоенному,
от нерудного к рудному,
от лейкократового к меланократовому.

Описанные серии, состоящие из набора закономерно чередующихся различных по составу полос, отмечены только внутри широких среднезернистых полос. В широких крупнозернистых полосах устанавливается лишь чередование лейкократовых и меланократовых полос шириной от 3 *см* до 2 *м*.

Общая мощность зоны переслаивания среднезернистого и крупнозернистого габбро 100—200 *м*.

К западу от охарактеризованной зоны переслаивания следует последняя в строении габбрового пояса участка Сууриваара зона развития среднезернистого габбро.

Среднезернистое габбро этой зоны представляет собой равномернозернистую породу, состоящую из плагиоклаза, оливина и пироксена. Величина кристаллов породообразующих минералов 1—5 *мм*. Рудные минералы: ильменит и магнетит — распределены в породе большей частью равномерно. Содержание их не более 10%.

Отчетливой псевдостратификации с разделением на крупные сложные полосы в зоне среднезернистого габбро не устанавливается.

Редкие обособления крупнозернистого и пегматоидного габбро по простиранию быстро выклиниваются.

На небольших участках все же наблюдается тонкая четкая полосчатость. Полосы отличаются друг от друга по содержанию плагиоклаза и темноцветных минералов. Ширина полос от 1 *см* до 5 *м*. Границы между полосами местами резкие, местами постепенные. Углы падения полосчатости колеблются от 20—30° до вертикальных. Преобладают крутые углы падения в западном направлении.

В более западной части этой зоны среди среднезернистого габбро участка Сууриваара значительное место начинают занимать широкие полосы мелкозернистого габбро.

В отличие от участка Сууриваара в западной части массива на участке Нятоваара в полосчатых ассоциациях принимают участие ортоклазовые габбро и троктолиты. Площадь распространения плагиоклазитов на участке Нятоваара значительно увеличивается, а крупнозернистое габбро встречается реже. Предварительные данные показывают наличие на участке Нятоваара трех крупных серий, объединяющих разнообразные породы. Для более дробного расчленения псевдостратифицированных основных пород участка Нятоваара требуются дополнительные исследования.

III. ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПСЕВДОСТРАТИФИЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА ОСНОВНЫХ ПОРОД ЕЛЕТОЗЕРСКОГО МАССИВА КАК ОСНОВА МЕТОДА ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Выше при описании полосчатых текстур уже отмечались некоторые закономерности их строения, заключающиеся как в повторяемости меланократовых и лейкократовых полос, так и в переслаивании серий полос, которые характеризуются определенной направленностью изменения вещественного состава и текстур.

Эти особенности рассматриваемых псевдостратифицированных основных пород внешне напоминают аналогичные явления в толщах осадочных образований. Для характеристики повторяющихся явлений в осадочной геологии употребляют термины ритм, цикл, горизонт и др. В петрографии терминология, позволяющая отразить указанные закономерности строения псевдостратифицированного комплекса основных пород, не разработана. Поэтому автор в настоящей статье использует некоторые термины, принятые в осадочной геологии, считая, что они достаточно объективно характеризуют закономерности строения псевдостратифицированного комплекса основных пород Елетозерского массива. При этом необходимо оговорить, что применяемые здесь термины отражают лишь внешнее сходство в особенностях строения осадочных и магматических пород, которые по своему происхождению являются образованиями совершенно различными и несопоставимыми. Содержание этих терминов в применении к псевдостратифицированным породам Елетозерского массива станет ясным из нижеследующего описания.

В зоне переслаивания участка Сууриваара наблюдается многократное повторение пар однородных по составу полос лейкократового и меланократового габбро. Такие же повторяющиеся парные сочетания, но уже плагиоклазита и меланократового габбро, встречаются на участке Нятоваара. Попарные сочетания лейкократовых и меланократовых полос различного состава — самая характерная черта псевдостратифицированного комплекса основных пород Елетозерской интрузии.

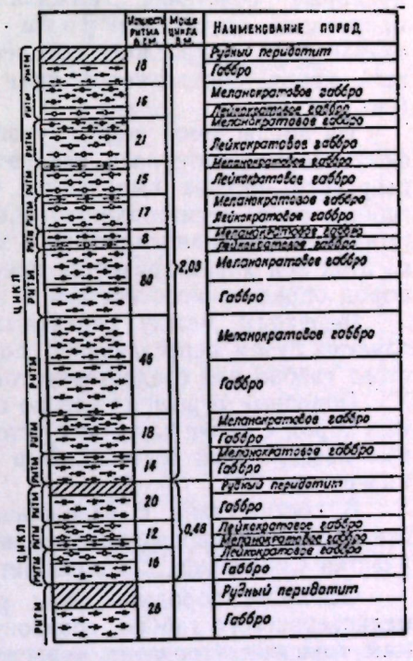


Рис. 5. Детальная колонка части полосы среднезернистых основных пород

Подобные периодично повторяющиеся попарные сочетания элементарных полос, каждая из которых характеризуется однородным составом и текстурой, называются ритмами низшего порядка. В чередовании ритмов низшего порядка устанавливается определенная закономерность, позволяющая объединять ритмично сочетающиеся полосы в серии.

Состав полос в сериях закономерно меняется от плагиоклазита или нерасслоенного габбро до рудного перидотита. Промежуточными членами серии служат лейкократовое и меланократовое габбро. Примером могут служить две серии, показанные на рис. 5.

Начальным членом одной из серий (цикла) является нерасслоенное габбро, затем следует лейкократовое габбро, габбро и наконец рудный перидотит, завершающий серию. Мощность серии 48 *см*. Выше располагается вторая, более мощная серия, в которой переход от нерасслоенного габбро к рудному перидотиту осуществляется через многократное повторение ритмов, состоящих из меланократового и лейкократового габбро. Мощность этой серии 2,03 *м*. В южной части зоны переслаивания участка Сууриваара наблюдаются также серии наиболее простого строения. Они состоят из трех полос: лейкократового габбро, меланократового габбро и рудного перидотита.

Серии так же, как и ритмы, чередуются друг с другом. При изложении фактического материала отмечалось, что общими признаками

для них является изменение состава и текстуры в следующих направлениях:

от нерасслоенного к расслоенному,
от лейкократового к меланократовому,
от нерудного к рудному.

Повторяющиеся серии, составленные ритмами низших порядков и характеризующиеся закономерным изменением состава и текстуры в указанных трех направлениях, называются циклами.

При изучении основных пород участка Сууриваара циклы удалось выявить только внутри широких среднезернистых полос зоны переслаивания. В крупнозернистых полосах циклы не устанавливаются. Эти полосы содержат лишь ритмы низших порядков. Такие сложно построенные полосы, состоящие из циклов или ритмов низшего порядка, именуются макрослоями.

В зоне переслаивания участка Сууриваара макрослои крупнозернистых и среднезернистых основных пород образуют повторяющиеся попарные сочетания. Каждая пара периодично повторяющихся макрослоев составляет ритм высшего порядка. В данном случае пара макрослоев среднезернистых и крупнозернистых основных пород определяется нами как ритм первого порядка (см. рис. 6).

Из прилагаемой карты участка Сууриваара (рис. 1) и описания фактического материала следует, что среди основных пород Елетозерского массива выделяются четыре зоны: зона мелкозернистого габбро, зона пегматоидного габбро, зона переслаивания среднезернистого и пегматоидного габбро и зона среднезернистого габбро. Каждая из этих зон характеризуется преобладающим и устойчивым развитием пород определенного состава и текстуры.

Переходы между отдельными зонами постепенные и осуществляются путем переслаивания полос мелкозернистого и крупнозернистого габбро или среднезернистого и крупнозернистого габбро.

Подобные ограниченные по площади зоны распространения основных пород с более или менее устойчивым составом и текстурой, связанные между собой постепенными переходами, называются горизонтами.

В соответствии с изложенной терминологией, схема строения псевдостратифицированного магматического комплекса основных пород участка Сууриваара представляется следующим образом:

Основные породы I фазы разделяются на 4 горизонта: горизонт мелкозернистого габбро, горизонт пегматоидного габбро, продуктивный горизонт (горизонт переслаивания среднезернистого и крупнозернистого габбро) и горизонт среднезернистого габбро.

В горизонте пегматоидного, среднезернистого и мелкозернистого габбро при существующем уровне изученности выявлены только ритмы низших порядков.

Продуктивный горизонт, исследованный более детально, состоит из ритмов первого порядка, образованных макрослоями крупнозернистых и среднезернистых основных пород.

Среднезернистые макрослои распадаются на циклы, которые, в свою очередь, расчленяются на ритмы низшего порядка.

Ритмы низших порядков сложены периодично чередующимися лейкократовыми и меланократовыми полосами.

Таким образом, расчленение псевдостратифицированного комплекса основных пород Елетозерского массива на горизонты, ритмы и циклы

дает возможность отразить закономерности внутреннего строения расслоенных магматических пород, без понимания которых история развития габбрового пояса интрузии была бы не полной.

IV. О ГЕНЕЗИСЕ ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР

По вопросу о происхождении полосчатых текстур в магматических породах в петрологии существуют противоречивые, отчасти даже исключающие друг друга точки зрения.

А. А. Полканов (1948), Н. А. Елисеев (1953) и Р. Болк (1946) связывают происхождение полосчатых текстур с гравитационно-кинетическими процессами кристаллизационной дифференциации, ведущими к перераспределению и аккумуляции твердых кристаллических фаз в движущихся магматических расплавах. С генетических позиций полосы, по их мнению, следует считать слоями течения.

Такое объяснение генезиса полосчатых текстур соответствует имеющемуся у нас фактическому материалу и при дальнейшем рассмотрении положено в основу излагаемых соображений о причинах происхождения цикличных серий габброидных пород. Проявление процессов гравитационно-кинетической дифференциации в основной магме отчетливо обнаруживается в полого залегающих полосчатых текстурах Елетозерского массива. Например, на участке Сууриваара в пределах отдельных полого залегающих полос наблюдается явная тенденция в обогащении верхних их частей полевошпатовыми кристаллами и обособлении более тяжелых темноцветных минералов в нижних частях. Труднее пока объяснить с этой точки зрения круто и вертикально залегающие полосчатые текстуры, широко развитые в основных породах массива.

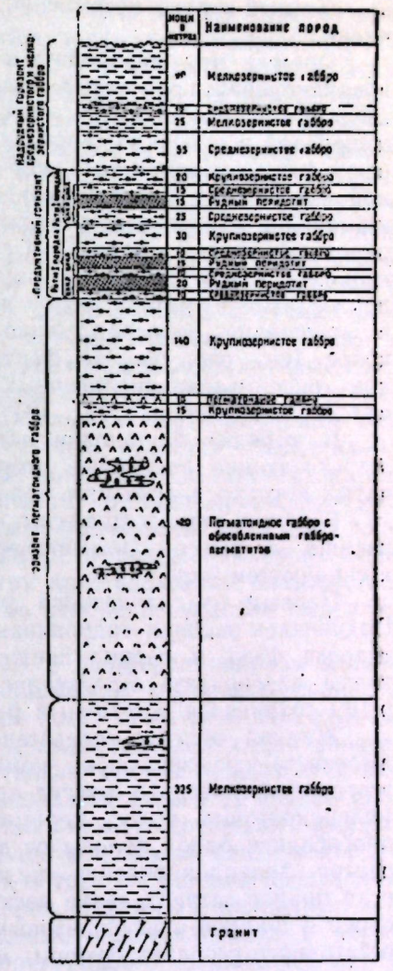


Рис. 6. Сводная колонка габброидных пород I фазы

Вместе с тем нет никаких оснований считать такое залегание полосчатости вторичным, повернутым в результате более поздней тектоники. Наличие наряду с полосчатыми текстурами отчетливо развитой трахитоидности, обусловленной плоскопараллельным расположением таблитчатых полевошпатовых кристаллов, а также линейности в виде ориентированных удлиненных кристаллов того же плагиоклаза явно свидетельствует о кристаллизации и расслоении основной магмы в процессе движения в период становления габбрового кольцевого пояса.

Данный вопрос, несомненно, требует дальнейшего тщательного изучения.

Прежде чем переходить к изложению соображений о процессах возникновения полосчатых текстур, необходимо привести некоторые сведения об особенностях порядка кристаллизации породообразующих минералов в основных породах Елетозерского массива. Как показывают фактические данные, первым из магмы кристаллизовался основной плагиоклаз. Об этом свидетельствует, во-первых, идиоморфизм кристаллов плагиоклаза относительно кристаллов темноцветных минералов; во-вторых, наличие в габбро раздробленных кристаллов плагиоклаза рядом с зернами пироксена и оливина, не претерпевшими протоклаза; в-третьих, более поздний возраст перидотитовых полос в отношении непосредственно смежных с ними плагиоклазитовых полос (см. рис. 4). На факты ранней кристаллизации плагиоклаза при консолидации аналогичных по составу магм неоднократно указывал А. А. Полканов (1941, 1948).

В порядке постановки вопроса ниже приводятся соображения, затрагивающие некоторые стороны проблемы происхождения полосчатых текстур в основных породах Елетозерского массива.

В общих чертах процессы, протекающие при кристаллизации поступавших в камеру магматических расплавов, можно представить в следующем виде.

Первым из силикатного расплава кристаллизовался плагиоклаз. Подчиняясь законам гидродинамики гетерогенных систем жидкость — твердая фаза, в период движения магмы ранее выделившиеся кристаллы плагиоклаза аккумулировались в слои и шлиры, между которыми сохранялся остаточный расплав.

Жидкий остаток вследствие выпадения плагиоклаза обогащался железисто-магнезиальными компонентами. Последующее застывание этого магматического остатка приводило к образованию соответственно меланократовых полос, перемежающихся с лейкократовыми. Степень обособления одной полосы от другой зависела от завершенности процессов фракционирования жидкой и твердой фазы. Так, например, если полное затвердевание наступало до того, как из зарождающихся слоев и шлиров плагиоклазовых кристаллов отделилась большая часть остаточного расплава, границы между лейкократовыми и меланократовыми полосами сохранялись постепенными. В противоположном случае, когда слои плагиоклазовых кристаллов полностью освобождались от богатого железо-магнезиальными компонентами остатка, возникали резко граничащие между собой полосы плагиоклазитов и перидотитов.

В известной мере четкость границ между полосами предопределялась длительностью существования гетерогенной системы жидкость — твердая фаза, так как от этого зависело, насколько полно успеет пройти фракционирование. Длительность сосуществования жидкости и твердой фазы, помимо скорости остывания магмы в целом, определилась разницей в температурах кристаллизации более раннего плагиоклаза и темноцветных минералов, выделяющихся из остаточного расплава. Чем больше была эта разница, тем полнее, опережая окончательное затвердевание, при прочих благоприятных условиях происходило фракционирование, что способствовало более совершенному расслоению и, следовательно, полосообразованию. Какова абсолютная разница в температурах кристаллизации плагиоклаза и темноцветных минералов, неясно. Можно лишь допускать, что при относительно медленном остывании глубокозалегающей интрузии вряд ли требуется сколько-нибудь значительная разница этих температур для реализации указанных процессов дифференциации. Об этом свидетельствует тот факт, что в центральной части участка Сууриваара, вдали от быстро застывающих краевых частей, процессы расслоения проявлены наиболее отчетливо (продуктивный горизонт).

Для объяснения разницы в температурах кристаллизации основного плагиоклаза и темноцветных минералов обратимся к данным о составе сочетающихся в полосчатых текстурах пород. В продуктивном горизонте меланократовые рудные полосы, резко граничащие с чередующимися с ними лейкократовыми полосами, содержат заметное количество апатита и пирита. Это указывает на первичное обогащение исходного для меланократовых полос расплава летучими компонентами. Повышенное содержание летучих вполне соответствует производному (остаточному) характеру данного расплава, который находился в жидком состоянии после образования существенно плагиоклазовых лейкократовых полос. Дополнительным подтверждением обогащения остаточного расплава летучими является значительное содержание в меланократовых полосах ильменита и титаномагнетита. Известно, что ильменит и титаномагнетит обычно кристаллизуются из богатой летучими остаточной магмы. Обогащение летучими понижало температуру остаточного расплава в целом и, следовательно, в какой-то мере понижало температуру кристаллизации темноцветных и рудных минералов, не повлияв на изменение условий выделения плагиоклаза.

Исходя из такого предположения о дифференциальном влиянии летучих на кристаллизацию породообразующих минералов, процессы, протекающие в магматической камере после первичной аккумуляции кристаллов плагиоклаза в слои, представляются следующим образом. Непрекращающееся поступление к стенкам камеры движущихся магм приводило к последовательному образованию одного за другим слоев кристаллов плагиоклаза, пространство между которыми заполнял незастывший остаточный расплав. Слои кристаллов плагиоклаза служили как бы „перегородками", между которыми условия кристаллизации расплавов становились до некоторой степени автономными.

В подобной полузамкнутой системе кристаллизация в первую очередь должна была начаться у „перегородок", являющихся как бы стенками. При общем невысоком насыщении летучими первые продукты кристаллизации будут слабо расслоены.

Прогрессивный рост содержания минерализаторов в магматическом остатке вызовет образование полосчатых текстур, сложенных меланократовым и лейкократовым габбро. Вместе с тем, остаточная часть расплава будет еще более обогащаться рудным и меланократовым материалом. В конечном итоге, остаток затвердевает в виде полос, отвечающих по составу рудному перидотиту. Именно таким путем, в результате кристаллизационной дифференциации, возникали закономерные серии полос от нерасслоенного габбро до рудного перидотита, составляющие ритмы и циклы.

В каждый момент полное и быстрое застывание может прекратить процессы дифференциации, вследствие чего создаются незавершенные циклы.

Таким образом, ритмы и циклы отмечают последовательные ограниченные этапы в ходе кристаллизационной дифференциации, запечатлевая их особенности и закономерности.

Представлению о роли летучих в дифференциации основной магмы и образовании полосчатых текстур не противоречат и основные черты

строения габбрового пояса Елетозерского массива. Основная магма, внедрявшаяся в кольцевой разлом, в первый период не содержала избытка летучих. В это время сформировались более мелкозернистые краевые фации в виде первого (внешнего) и четвертого (внутреннего) горизонтов. Первый и четвертый горизонты мелкозернистого и среднезернистого габбро характеризуются ограниченным развитием полосчатых текстур. Вследствие образования краевых зон сохранившаяся во внутренних частях кольцевого пояса магма еще больше обогатилась летучими. В силу этого в осевой части габбрового пояса в продуктивном горизонте развиты наиболее совершенные полосчатые текстуры.

По этой же причине здесь сконцентрированы все лучшие залежи ильменито-магнетитовых руд.

В заключение следует отметить, что представление о дифференциальном влиянии летучих на температуры кристаллизации, в основном определяющее раздельное и последовательное выделение плагиоклаза и фемических минералов в основных магмах интрузии, является предположением, основанным на фактических данных изучения Елетозерского массива.

Соответственные экспериментально изученные системы плагиоклаз — фемический минерал — летучие автору неизвестны.

Возможность влияния летучих на температуру кристаллизации фемических минералов убедительно доказана опытами Боуэна и Тутла, показавших, что температура кристаллизации обычно высокотемпературного магнезиального оливина в присутствии воды и в условиях высоких давлений понижается до 400° (Тутл и Боуэн, 1950). Выделение значительно большей части основного плагиоклаза до кристаллизации оливина и пироксена нельзя объяснить надэвтектическим содержанием плагиоклаза в расплаве.

Исходя из указанных выше соображений, в соответствии с фактическими данными, представляется возможным допустить, что влияние летучих на температуру кристаллизации основного плагиоклаза менее значительно, чем на температуру кристаллизации фемического минерала. Вследствие указанного обстоятельства в определенных условиях создается разрыв в кристаллизации рассматриваемых породообразующих минералов.

Несомненно, что это явление, если оно действительно имело место, не служит единственной причиной дифференциации и образования полосчатых текстур.

Всеобщее значение имели кинетические процессы (движение магмы), без которых немыслимо объяснение основных особенностей внутреннего строения габбрового пояса Елетозерского массива.

Не менее важным являлось, видимо, и влияние других факторов, как например, скорости остывания, гравитации при пологом залегании и т. д.

Настоящая краткая статья, содержащая некоторые результаты исследования основных пород Елетозерской интрузии, имеет цель привлечь внимание к обсуждению отдельных вопросов методики изучения и происхождения полосчатых текстур в магматических образованиях.

Весьма интересным для последующего обсуждения представляется вопрос об установленных закономерностях строения и развития полосчатых текстур Елетозерского массива, позволяющих выделять периодично повторяющиеся ритмы и циклы различного масштаба и характера. Заслуживающим обсуждения является также вопрос о дифференциальном влиянии летучих на кристаллизацию породообразующих минералов, как одной из причин появления полосчатых текстур и наблюдаемых в них закономерностей. В рассмотрении этих вопросов автор ограничился в основном фактическими данными, полученными при изучении Елетозерского массива, без более широкого физико-химического анализа, что ставится задачей дальнейших, более углубленных исследований.

Вместе с тем выявленные закономерности строения и развития основных пород Елетозерской интрузии уже в настоящее время представляют практическую основу для направления поисков и изучения ильменито-магнетитового оруденения в габбровом поясе массива.

Следует отметить, что установленные закономерности, характеризующие строение псевдостратифицированного комплекса габброидных образований Елетозерской интрузии, присущи не только основным породам. В щелочных породах Ловозерского плутона Н. А. Елисеевым еще в 1940 г. описаны аналогичные явления, заключающиеся в периодичной и закономерной повторяемости серий уртит — луявит — фойяит (Елисеев, 1941). Объясняя причины происхождения указанных серий, Н. А. Елисеев значительную роль отводит также накоплению летучих компонентов в остаточном расплаве, возникающем в результате кристаллизации между „перегородками" (барьерами, по Н. А. Елисееву).

ЛИТЕРАТУРА

Болк Р. 1946. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолиздат.

Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Елисеев Н. А. 1941. О происхождении первичной полосчатости в Ловозерском плутоне. Зап. Всесоюзного минералогического об-ва, т. 70, № 1.

Полканов А. А., Елисеев Н. А. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Полканов А. А. 1948. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. Ленингр. гос. ун-та.

Полканов А. А. 1953. Гравитационное фракционирование твердой фазы. Сб. „Вопросы петрографии и минералогии", т. I. Изд. АН СССР.

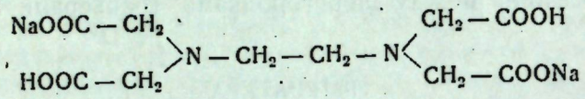
Тутл О. Ф., Боуэн Н. Л. 1950. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Изд-во иностранной литературы.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР
Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

В. А. АХВОНЕН

УСКОРЕННЫЙ СИЛИКАТНЫЙ АНАЛИЗ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТРИЛОНА Б

В последнее время в аналитической химии большое значение начинают приобретать различные комплексообразующие вещества, в том числе трилон Б — двунатриевая соль этилендиаминтетрауксусной кислоты —



В иностранной литературе эта соль встречается под названием комплексона III и версената натрия.

Характерным свойством трилона Б является способность образовывать прочные растворимые внутрикомплексные соединения с рядом двух- и трехвалентных катионов. Это свойство трилона Б позволяет широко применять его в комплексометрическом титровании, в качестве титрующего вещества, и в весовом анализе, в качестве маскирующего вещества.

Вышеуказанные свойства трилона Б были взяты в основу данной работы, чтобы получить более быстрый метод силикатного анализа, не уступающего классическому методу по простоте и точности.

ХОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Навеску исследуемого материала около 0,5 *г* сплавляют с шестикратным количеством безводной соды. После охлаждения сплав выщелачивают водой и соляной кислотой в фарфоровой чашке. Раствор выпаривают до влажных солей (не досуха) на кипящей водяной бане. Если раствор в чашке по каким-нибудь причинам выпарился досуха, сухой остаток смачивают несколькими каплями соляной кислоты и выпаривание повторяют до влажного состояния остатка. Влажные соли заливают 30 *мл* концентрированной соляной кислоты, тщательно перемешивают и оставляют на ночь.

На следующий день водяную баню нагревают таким образом, чтобы температура раствора в фарфоровых чашках не превышала 70°С. Затем в чашки с кремневой кислотой приливают по 10 *мл* 1-процентного свежеприготовленного и нагретого до 60—70°С водяного раствора желатины, энергично перемешивают стеклянной палочкой 2—3 минуты и затем оставляют на некипящей водяной бане на 10 минут, время от времени перемешивая.

После 10-минутного стояния раствор охлаждают и осадку дают осесть на дно чашки. Осадок отфильтровывают через фильтр с белой лентой. Фильтрование идет значительно быстрее, чем при определении кремневой кислоты с двукратным выпариванием, что значительно сокращает определение кремневой кислоты.

Осадок на фильтре сначала промывают 2—3 раза горячим 1-процентным раствором соляной кислоты, а затем горячей водой до исчезновения реакции на ион хлора (проба с 2-процентным раствором азотнокислого серебра). Затем осадок кремневой кислоты вместе с фильтром подсушивают, осторожно озоляют и прокаливают до постоянного веса в платиновом тигле, обрабатывают серной и фтористоводородной кислотами, как обычно, и по разности определяют вес двуокиси кремния.

При массовых анализах обработки серной и фтористоводородной кислотами можно избежать, так как остаток после обработки настолько мал, что им можно пренебрегать.

В точных анализах остаток сплавляют с пиросернокислым калием, сплав выщелачивают водой и прибавляют к фильтрату от кремневой кислоты.

Фильтрат от кремневой кислоты выпаривают до 50—60 *мл* и охлаждают. В раствор прибавляют около 1 *г* хлористого аммония, 20 *мл* 5-процентного водного раствора трилона Б и нейтрализуют аммиаком до красного цвета раствора, получаемого от присутствия трехвалентного железа и трилона Б. В данном случае железо служит индикатором. К щелочному раствору приливают, при помешивании, небольшими порциями 10 *мл* 10-процентного водного раствора сернокислого магния. Выделившемуся осадку гидроокиси титана дают отстояться около 1 часа, затем отфильтровывают через фильтр с белой лентой и промывают осадок 2-процентным раствором азотнокислого аммония. Фильтрат выпаривают и сохраняют. Осадок на фильтре растворяют в соляной кислоте (1:1), собирая в тот же стакан, где производилось первое осаждение, фильтр промывают водой. Осадок переосаждают из кислого (10-процентного по объему) раствора 6-процентным водным раствором купферона на холоду. Осадок отфильтровывают через плотный фильтр с отсосом и промывают 10-процентным раствором соляной кислоты, содержащей немного купферона. Фильтр с осадком высушивают, озоляют и прокаливают до постоянного веса.

Фильтрат присоединяют к ранее полученному фильтрату от аммиачного осаждения и сохраняют для определения железа.

Если в растворе имеется трехвалентный хром, то его необходимо предварительно окислить до шестивалентного в щелочной среде. Несмотря на устойчивое комплексное соединение хрома с трилоном Б, он частично соосаждается вместе с гидроокисью титана и отделяется при переосаждении с купфероном.

Двухвалентный марганец не соосаждает, если в растворе имеется достаточное количество аммонийных солей.

Титан может быть определен также в присутствии ртути, меди, свинца, висмута, кадмия и никеля, так как эти элементы образуют с трилоном Б устойчивые комплексные соединения.

К выпаренным объединенным фильтратам от определения титана приливают 10 *мл* концентрированной соляной кислоты и осаждают железо 5—10 *мл* 6-процентного водного раствора купферона. Осадок отфильтровывают через фильтр средней плотности (белая лента) с отсосом и промывают 10-процентным раствором соляной кислоты, содержащей немного купферона. Фильтр с осадком высушивают,

озоляют и прокаливают до постоянного веса. Фильтрат сохраняют для определения алюминия.

Вместе с железом осаждаются цирконий, олово и частично редкие земли. Алюминий, фосфор, хром, марганец, никель и бор остаются в фильтрате.

К фильтрату, после осаждения железа купфероном, прибавляют 4—5 *г* уксуснокислого аммония, 2—3 *мл* раствора бромфенол синего и нейтрализуют аммиаком до перехода окраски раствора в сине-фиолетовую. При этом алюминий осаждается в виде купфероната. Для лучшей коагуляции осадка прибавляют мацерированной бумаги и перемешивают раствор в течение 3—5 минут. Осадку дают отстояться на водяной бане в течение 15 минут при температуре не выше 60°С. После того, как раствор над осадком станет прозрачным, осадок отфильтровывают через плотный фильтр с отсосом и промывают водой, содержащей немного купферона.

Фильтр с купферонатом алюминия высушивают, озоляют и прокаливают до постоянного веса.

Правильность получаемых результатов зависит от pH раствора, при котором производится осаждение. Установлено, что pH раствора должно быть в интервале 4,5—5; при меньшем или большем pH раствора осаждение алюминия становится неполным. Чтобы избежать адсорбции осадком алюминия посторонних катионов и анионов, его следует промывать большим количеством промывной воды (около 250 *мл*).

Осаждение алюминия в виде купфероната в присутствии трилона Б позволяет алюминий количественно отделить от фосфора.

Алюминий может быть осажден также в виде бензоата. Для этого фильтрат от купфероната железа нейтрализуют аммиаком по индикатору бромфенол синему до изменения окраски раствора и начала появления мути, которую растворяют двумя миллилитрами 50-процентного раствора уксусной кислоты. Осаждение алюминия производят 15 *мл* 5-процентного свежеприготовленного раствора бензоата аммония. Для лучшей коагуляции осадка стаканы ставят на несколько минут на водяную баню. Осадок бензоата алюминия отфильтровывают через фильтр с белой лентой и промывают водой, содержащей 1 *мл* ледяной уксусной кислоты и 10 *мл* 5-процентного раствора бензоата аммония на 100 *мл* воды. Осадок высушивают, озоляют и прокаливают до постоянного веса.

Для определения кальция и магния берут отдельную навеску около 0,5 *г* исследуемого материала, помещают в платиновую чашку, смачивают несколькими каплями дестиллированной воды, прибавляют 10—12 капель концентрированной серной кислоты и затем 10—12 *мл* фтористоводородной кислоты. Раствор медленно выпаривают почти досуха, операцию отгонки SiF_4 повторяют, но с меньшим количеством фтористоводородной кислоты (5 *мл*). Сухой остаток растворяют в 10 *мл* концентрированной соляной кислоты, раствор из чашки переводят в мерную колбу на 250 *мл* и доводят до метки катионированной дестиллированной водой.

Для определения суммы кальция и магния берут 50 *мл* раствора и переносят в коническую колбу на 250 *мл*, добавляют 50 *мл* катионированной дестиллированной воды и 10—15 *мл* 30-процентного раствора триэтаноламина для маскировки элементов группы полуторных окислов. Затем добавляют 10 *мл* аммиачного буферного раствора (20 *г* хлористого аммония и 100 *мл* 25-процентного аммиака доводят до 1 литра катионированной дестиллированной водой) и 5—6 капель индикатора хромоген черного специального ЕТ—00 (0,2 *г* сухого индикатора растворяют 5 *мл* 25-процентного раствора аммиака и добавляют 20 *мл* этилового спирта). Титруют 0,1 N раствором трилона Б до перехода винно-красной окраски раствора в синий цвет.

Для определения кальция из мерной колбы берут 50 *мл* раствора и переносят в коническую колбу на 250 *мл*, добавляют 50 *мл* катионированной дестиллированной воды и 10—15 *мл* 30-процентного раствора триэтаноламина. Затем добавляют 8—10 *мл* 20-процентного раствора едкого натра, немного, на кончике шпателя, сухого индикатора мурексида (смесь мурексида с хлористым натрием в отношении 1:100, растертого в ступке до однородной массы). Титруют 0,1 N раствором трилона Б до перехода розовой окраски раствора в лилово-аметистовую.

Содержание кальция определяют по формуле:

$$CaO\% = \frac{У_2 \cdot Т_{CaO}}{Н} \cdot 5 \cdot 100;$$

Содержание магния определяют по формуле:

$$MgO\% = \frac{(У_1 - У_2) \cdot Т_{MgO}}{Н} \cdot 5 \cdot 100;$$

где: $У^1$ — объем 0,1 N раствора трилона Б, израсходованного на титрование суммы кальция и магния;

$У_2$ — объем 0,1 N раствора трилона Б, израсходованного на титрование кальция;

$Т_{CaO}$ — титр раствора трилона Б по CaO;

$Т_{MgO}$ — титр раствора трилона Б по MgO;

Н — навеска образца в *г*.

В присутствии тяжелых металлов к раствору, после добавления триэтаноламина, могут быть прибавлены растворы других маскирующих веществ, таких как 1-процентный раствор цианистого калия, 2-процентный раствор сернистого натрия, 5-процентный раствор диэтилдитиокарбоната натрия и 1-процентный раствор солянокислого гидроксиламина.

Щелочные металлы и другие элементы, не входящие в общую классическую схему силикатного анализа, определяют как обычно.

ВЫВОДЫ

1. Определение кремневой кислоты с применением желатина сокращает время ее определения в два раза. Желатин в дальнейшем не мешает определению полуторных окислов в присутствии трилона Б.

2. При определении элементов полуторных окислов в присутствии трилона Б устраняется операция сплавления осадка полуторных окислов с пиросернокислым калием, что значительно сокращает время анализа и позволяет в один день получить результаты для титана, железа и алюминия.

3. Из купферонового фильтрата от осадки купфероната железа в присутствии трилона Б алюминий можно осаждать при pH 4,5 как

в виде купфероната, так и в виде бензоата. Метод удобен тем, что алюминий получается в чистом виде, а не определяется по разности, как при классическом методе, и количественно отделяется от фосфора.

4. Применение трилона Б для определения кальция и магния в несколько раз ускоряет определение этих элементов, по сравнению с ранее применявшимися методами, и позволяет производить их определение непосредственно после выделения кремневой кислоты.

5. Комплексометрическое титрование при помощи трилона Б позволяет в присутствии маскирующего вещества триэтаноламина определить кальций и магний без удаления полуторных окислов.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

В. А. СОКОЛОВ, Б. Ф. ДЖУРИНСКИЙ

К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ ХРОМАТИЧЕСКОЙ РЕАКЦИИ ДЛЯ ОТЛИЧИЯ КАЛЬЦИТА ОТ ДОЛОМИТА*

Известно, что хроматические реакции для отличия кальцита от доломита являются самыми действенными и широко распространенными в практике геологов.

Различные методы окрашивания неоднократно описывались как отечественными (Лемберг, 1887, 1888; Татарский, 1952, 1955; Теодорович, 1950; Тихомиров, 1951 и др.), так и иностранными учеными (Дангеард, 1936; Келлер, 1937; Роджерс, 1940 и др.). Наиболее полную сводку описаний хроматических реакций дал В. Б. Татарский (1953).

Не вдаваясь в существо описанных в литературе реакций, укажем, что они применяются к шлифам, пришлифовкам и порошкам, что ограничивает возможности их применения. Поэтому большой интерес представляют новые методы окрашивания кальцита в керне, образцах и обнажениях, описанные Э. Хогбергом (1950).

Используя один из предложенных Э. Хогбергом растворов, но применяя новую методику окрашивания, нам удалось получить весьма обнадеживающие результаты по окрашиванию кальцита в различных карбонатных породах.

Для работы брался следующий раствор: 0,5 *г* метилвиолета, 25 *г* соляной кислоты (концентрированной) и 1000 *мл* воды. Диагностика кальцита проводилась как в лабораторной, так и в полевой обстановке. Окрашиванию подверглись протерозойские известняки, доломитовые известняки и кварцево-доломитовые известняки (мраморы) белого, розовато- и серовато-белого цвета с мелко-, средне- и крупнозернистой структурой (диаметр зерен кальцита от 0,5 до 4,0 *мм*).

Окрашивание кальцита в образцах производилось следующим образом. Образцы различной формы и величины произвольно располагались на столе (в ванночках) и смачивались сверху рабочим раствором из пипетки с таким расчетом, чтобы края образца все время были равномерно увлажненными. В ходе реакции раствора с кальцитом последний приобретал вначале голубую и затем синюю окраску, а доломит и кварц оставались неокрашенными. На окрашивание кальцита затрачивалось от 5 до 15 минут, после чего образцы промывались водой и высушивались. Окраска кальцита становилась фиолетовой и сохранялась в течение месяцев. Наиболее эффективным было окрашивание мелко- и среднезернистых доломитовых и кварцево-доломитовых известняков, в которых отчетливо проявлялись

* Содержание статьи было изложено на научной сессии Карельского филиала АН СССР в апреле 1956 г.

структурные соотношения между кальцитом, с одной стороны, и доломитом и кварцем, с другой. Опыты по окрашиванию крупнозернистых (кристаллических) известняков показали, что отдельные грани кристаллов окрашиваются хуже или совсем не окрашиваются, что, по-видимому, связывается с тем, что раствор не удерживался на зеркальной поверхности крупных граней спайности по ромбоэдру.

Для проверки действенности окраски на образцах из последних в плоскости, параллельной окрашиваемой поверхности, были сделаны большие комбинированные (наполовину открытые) шлифы. Окрашивание открытой части шлифа производилось по 1 реакции Лемберга (хлорным железом). Результаты окрашивания по обоим методам имеют хорошую сходимость, и, таким образом, проверка показала эффективность применения описанной хроматической реакции для диагностики кальцита в образцах и штуфах карбонатных пород.

В полевой обстановке окрашивались участки наклонных стенок свежих обнажений (обычно в карьере) известняков и доломитовых известняков. Сущность работы по окрашиванию здесь была такой же, как и при работе с образцами. Результаты хорошие.

Работы по внедрению описанного способа диагностики кальцита в практику геологов еще только начались. Выявляется крайняя необходимость проверки этого метода на широком диапазоне карбонатных пород за пределами Карелии, особо на смешанных по составу кальцито-доломитовых породах.

ЛИТЕРАТУРА

(Лемберг И. И.) Lemberg. 1887. Zur mikrochemischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Zeitschr. der deutsch. geol. Gesell. Bd. XXXIX, S. 489—492.

(Лемберг И. И.) Lemberg. 1888. Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Zeitschr. der deutsch. geol. Gesell. Bd. XL, S. 357—359.

Татарский В. Б. 1952. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Госоптехиздат.

Татарский В. Б. 1955. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Госоптехиздат.

Теодорович Г. И. 1950. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд-во АН СССР.

Тихомиров С. В. 1951. О новой хроматической реакции для отличия кальцита от доломита. Бюл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., т. XXVI, вып. 4, стр. 91—92.

Dangeard. 1939. Etude des calaires, par coloration et decalcification. Application a l'etude des calcaires colifhiques.— Bull. Soc. Geol. France, Notes et Mem., 5 ser. 6:237—245.

Keller Wand Moore, I. 1937. Staining drill cutting for calcite dolomite differention. Bull. Amer, Assoc. Petr. Geol., P. 949—951.

Rodgers J. 1940. Distiuctiou between calcite and dolomite on polished surfaces. American Journal of Science, v, 28, № 11, p. 788—798.

Högberg E. 1950. Färgningsmetoder för fältundersökning av karbonatbergarter. Geol. Förhandl. Bd. 79, H. 3.

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Выпуск XI Материалы по геологии Карелии 1958

Г. Ц. ЛАК

К МЕТОДИКЕ ТЕХНИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ПОРОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРЕЛИИ НА ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ

При решении вопросов стратиграфии и генезиса четвертичных отложений применяются различные палеоботанические методы исследования, в частности, и метод диатомового анализа. Как известно, диатомовый анализ состоит из двух стадий обработки: 1) технической и 2) аналитической.

В настоящее время в микропалеоботанических лабораториях Союза применяется методика технической обработки, разработанная Гричуком, Жузе и Шешуковой (Диатомовый анализ, т. 1, 1949), которая сводится к двукратному обогащению породы: 1) путем отмучивания в воде и 2) путем применения тяжелой жидкости. Наиболее доступным и легким способом обогащения породы является метод осаждения в воде, который основан на разнице в скорости осаждения частиц песка, глины и диатомовых в связи с различным их удельным весом. Так, например, Олссоном (Brander, 1936) установлено, что скорость осаждения диатомовых следующая: 30 *см* за один час в чистой воде, 20 *см* — в слегка мутной и 10 *см* за один час в сильно глинистой воде. Опасность слива диатомовых, по мнению Жузе, очень небольшая. Даже после 30-минутного отстаивания во взвешенном состоянии остаются глинистые частицы лишь меньше 0,005 *мм*, что исключает возможность слива панцирей ископаемых диатомовых.

В то же время Г. Брандер (Brander, 1936) отмечает, что даже после отстаивания в течение суток в воде встречаются диатомовые, притом такие крупные формы, как евноция и нейдиум.

Дальнейшее обогащение породы производится путем применения тяжелой жидкости с удельным весом больше удельного веса самих ископаемых диатомовых, но меньше минеральных частиц породы. Удельный вес такой жидкости примерно 2,6.

Подобный комбинированный способ технической обработки образцов на диатомовый анализ давал до сих пор наиболее удовлетворительные результаты.

Микропалеоботанической лабораторией Карельского филиала АН СССР за последние годы были произведены многочисленные анализы четвертичных отложений различного возраста, генезиса и литологического состава. Однако далеко не всегда диатомовый анализ давал ответ на поставленные перед ним вопросы. Подавляющее большинство анализов указывало на отсутствие диатомовых в исследуемых осадках или на незначительное их количество. Отсутствие

Таблица 1

Таблица сопоставления результатов количественного анализа

№ п/п	Место взятия	№ образца	Количество диатомовых в экземплярах при двукратном обогащении породы (водой и тяжелой жидкостью)	Количество диатомовых в экземплярах при однократном обогащении породы (только тяжелой жидкостью)	Литология:
1	с. Сумский Посад . . .	1	10	169	глина
2	Южное побережье Белого моря	2	немой	4	„
3	„	3	„	немой	„
4	„	4	„	8	„
5	„	5	„	52	„
6	„	6	„	немой	„
7	„	7	„	7	„
8	„	8	„	немой	„
9	„	9	2	единичные обломки	„
10	„	10	немой	немой	„
11	„	11	„	1	„
12	„	12	„	1	„
13	„	13	„	1	„
14	„	14	„	1	„
15	„	15	1	1	„
16	„	16	немой	3	„
17	„	17	„	немой	„
18	„	18	„	4	„
19	„	19	„	немой	„
20	„	20	3	50	„
21	„	21	немой	8	„
	Итого по разрезу:		16 экз.	310 экз.	
22	Ветреный Пояс* . .	10	12	более 90	песок
23	Тюккула, сев.-вост. побережье Ладожского озера	30	147	301	глина

* Была просмотрена половина препарата.

диатомовых в отложениях может быть объяснено целым рядом биологических и геоморфологических причин, не способствующих их развитию или осаждению. С другой стороны, немаловажную роль играет недостаточная разработка методики технической обработки определенной породы. Учитывая это обстоятельство, а также отсутствие единого мнения о скорости осаждения диатомовых в воде, нами была несколько изменена методика технической обработки. Порода не отмучивается, и отбор фракций и обогащение производится непосредственно одной только тяжелой жидкостью „ПД"-2 с удельным весом 2,6. Центрифугирование, в зависимости от дисперсности породы, продолжается от 25 до 55 минут при 2000—2500 оборотах в минуту. При наличии большого количества диатомовых в породе удельный вес тяжелой жидкости может быть несколько уменьшен, примерно, до 2,4. Рекомендуется осадок породы, полученный после обогащения тяжелой жидкостью, промывать очень тщательно и центрифугировать не менее 10—15 минут, так как опыты показали, что после 5-минутного центрифугирования при 2500 оборотах в минуту вместе с водой сливаются диатомовые панцири.

В таблице 1 приведены результаты количественного анализа, полученные при однократном обогащении породы одной только тяжелой жидкостью „ПД"-2.

Как видно из таблицы, произведенная вышеупомянутым методом однократного обогащения техническая обработка глин Белого моря, ранее считавшихся немыми, выявила значительное содержание диатомовых, что в свою очередь дало возможность обоснованно прийти к решению вопроса об их генезисе и возрасте.

Приведенные результаты убедили автора в целесообразности опубликовать полученные данные и рекомендовать техническую обработку образцов глин производить с применением однократного обогащения тяжелой жидкостью.

ЛИТЕРАТУРА

Диатомовый анализ. 1949. Под ред. А. И. Прошкиной-Лавренко, т. I.

Brander G. 1936. Über das Einsammelen von Erdproben und ihre präparation für die qualitative und quantitative Diatomeenanalyse. Bull. Comm. geol. Finl., № 115.

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

П. А. Борисов и А. П. Васильевский. Геолого-экономические предпосылки к созданию в КАССР мощной камнедобывающей промышленности 3

Г. С. Бискэ, Н. Н. Горюнова, Г. Ц. Лак. Голоцен Карелии . . . 28

Г. С. Бискэ. Морены Карелии 83

Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лак. Межледниковые отложения Карелии 102

Г. Ц. Лак. Сопоставление ископаемой и современной диатомовой флоры на примере Онего-Ладожского перешейка 130

Г. Ц. Лак. Диатомовые четвертичных отложений Карелии 141

В. А. Соколов. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья 180

В. А. Соколов. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР 197

В. И. Робонен. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии 226

К. О. Кратц. Иотнийские основные породы южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение 233

А. И. Богачев и С. И. Зак. Новые данные по геологии Елетозерского рудоносного массива в северной Карелии 241

А. И. Богачев. Некоторые особенности дифференциации рудных титаносодержащих магм основного состава 269

С. И. Зак. Полосчатые текстуры в основных породах Елетозерского массива Карельской АССР 277

В. А. Ахвонен. Ускоренный силикатный анализ с применением трилона Б 292

В. А. Соколов, Б. Ф. Джуринский. К вопросу о применении хроматической реакции для отличия кальцита от доломита 297

Г. Ц. Лак. К методике технической обработки пород четвертичных отложений Карелии на диатомовый анализ 299

Редактор *А. Н. Иванова*
Технический редактор *О. Б. Петрова*
Корректор *Л. Ф. Суханова*

*

Сдано в набор 25/X 1958 г. Подписано к печати 12/III 1959 г. Е—07055. Бумага 70×108¹/₁₆. 19 печ. л. 26,03 усл. печ. л. 23,84 уч. изд. л. Госиздат № 202. Тираж 500. Заказ 1291. Цена 16 руб. 70 коп.

Госиздат Карельской АССР
Петрозаводск, пл. 25 Октября, 1.

*

Книжная типография
Министерства культуры Карельской АССР
Сортавала, Карельская, 32.