

В.Я. Евзеров

**МИНЕРАГЕНИЯ РЫХЛОГО ПОКРОВА
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

**Апатиты
2013**

ВВЕДЕНИЕ

Балтийский щит представляет собой крупное структурное поднятие северо-западной части Восточно-Европейской платформы, где на поверхность выступает её докембрийский фундамент, представленный архейскими и протерозойскими метаморфизованными и сложно дислоцированными породами, пронизанными интрузиями кислого и основного состава. Обособление щита произошло в протерозое, и дальнейшее его развитие принципиально отличалось от такового остальной территории платформы. В период палеозойской тектонической активизации в пределах щита сформировались интрузивные массивы щелочно-ультраосновных пород, а также многочисленные дайки щелочных пород и базальтоидов. Породы более молодого осадочного чехла на территории щита почти полностью отсутствуют

Для щита характерна тенденция к поднятию. Однако это поднятие не было непрерывным. На протяжении палеозоя территория щита частично или полностью неоднократно покрывалась водами морских бассейнов. Об этом свидетельствуют редкие останцы в той или иной степени метаморфизованных осадочных пород кембро-силура, девона и карбона. В дальнейшем, в течение всего или большей части мезозоя на Балтийском щите господствовали континентальные условия, а в кайнозое в пределы щита многократно распространялись трансгрессии, имевшие место в палеогене, плейстоцене и голоцене. Вероятнее всего Балтийский щит на протяжении всей послепротерозойской истории существования совершал малоамплитудные вертикальные перемещения разного знака, частично или полностью оказываясь ниже уровня Мирового океана при погружениях; однако в целом незначительно преобладали восходящие движения. Именно поэтому на кристаллических породах Балтийского щита залегает покров рыхлых отложений, мощность которого очень невелика. Она обычно измеряется метрами, редко десятками метров и лишь в исключительных случаях превышает 100 м. Формирование рыхлого покрова охватывает значительный промежуток времени, на протяжении которого существенно менялся и климат и тектоническая обстановка. Эти изменения нашли отражение в составе и строении рыхлого покрова, представленного в северо-восточной части щита мезозойскими и кайнозойскими образованиями: остатками каолиновой и гидрослюдистой кор выветривания и четвертичными отложениями. Они содержат в себе разнообразные главным образом нерудные полезные ископаемые, такие как каолины, гипергенные фосфаты, гидрофлогопит, вермикулит, россыпи различных минералов, пески, песчано-гравийные смеси, легкоплавкие глины, сапропель, торф, диатомит и некоторые другие. Часть из них имеет большое практическое значение. Уместно отметить, что по данным геологической службы Норвегии по мере экономического развития стран

потребление нерудных полезных ископаемых, к числу которых относятся строительные материалы, значительно возрастает по сравнению с потреблением металлического сырья.

Имеющиеся материалы по составу отложений, слагающих рыхлый покров Балтийского щита, тектонике и климату позволяют выделить несколько этапов развития щита: мезозойский, палеогеновый, неогеновый и очень сложный четвертичный, на протяжении которых многократно претерпевала существенные изменения климатическая обстановка, а соответственно менялись и типы литогенеза. Эти этапы существенно различаются не только по природным условиям, но и по продолжительности, по сохранности свойственных им образований и по минерагении. Они являются принципиально значимыми вехами на пути эволюции щита в мезо-кайнозой.

Разработка вопросов минерагении мезозойско-кайнозойских образований региона началась по инициативе и под руководством академика А.А. Сидоренко [1958; 1960а]. Детальное исследование было выполнено по мезозойским и неогеновым продуктам выветривания [Афанасьев, 1977]. Что же касается проблемы минерагении четвертичных отложений, то ей всё еще уделено недостаточно внимания. Правда в последние годы опубликована капитальная монография, в которой рассмотрены вопросы формирования и размещения полезных ископаемых четвертичного периода [Патык-Кара и др., 2005]. Существенным дополнением к ней представляется предпринятая нами разработка критериев прогнозной оценки древних ледниковых областей, в одну из которых входит территория северо-восточной части Балтийского щита, на месторождения разнообразных полезных ископаемых.

Месторождения, содержащиеся в рыхлом покрове Балтийского щита, приурочены к вполне определенным литогенетическим типам, большинство из которых к настоящему времени изучено более или менее подробно. В связи с этой приуроченностью приобретают особый интерес сведения о типах литогенеза и закономерностях их распространения. Согласно обстоятельному исследованию Н.М. Страхова [1960а, 1971], выделяется четыре типа литогенеза: ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный. Последний из них проявляется только в областях современной вулканической активности и характеризуется породами специфического состава (туффиты и др.). Первые три типа обусловлены свойствами Земли как космического тела. В основе этих зональных и по существу климатических типов породообразования лежат такие физические факторы, как температура и годовой баланс влажности, механизмом реализации которых является общая циркуляция атмосферы, осложненная воздействием рельефа земной поверхности. Н.А. Шило [2002] приводит доводы в пользу самостоятельности перигляциального литогенеза, который Н.М. Страхов рассматривает как вариант гумидного.

В рамках данного исследования наибольший интерес представляют гумидный и ледовый типы литогенеза. Для первого из них характерны широкий диапазон климатических обстановок, в которых формируются разнообразные продукты выветривания, и принципиально важная роль тектонического фактора. К примеру, даже в условиях климата, благоприятного для выветривания материнских пород, не может образоваться типичная кора выветривания при низком положении континента, и, соответственно, близком к поверхности расположении уровня грунтовых вод. Также невозможно формирование коры выветривания в условиях активного поднятия континента, при котором скорость денудации превышает скорость выветривания.

Ледовый тип литогенеза возникает при температуре ниже 0°C и положительном годовом балансе влажности. В такой природной обстановке образуются ледники. Для четвертичного периода характерно чередование покровных оледенений продолжительностью в несколько десятков тысяч лет и более кратковременных межледниковий. Ледниковые покровы этого периода производили значительную геологическую работу. Они частично или полностью ассимилировали осадочные образования и элювий межледниковых этапов, перемешивали их в ходе транспортировки и затем отлагали в виде почти сплошного плаща морены. Сходные геологические процессы протекали в районах развития горного оледенения. При деградации ледников формировались флювиогляциальные, ледниково-морские и ледниково-озерные осадки. На долю отложений ледникового парагенетического ряда в разрезе четвертичного осадочного чехла территорий, занимавшихся покровными оледенениями, приходится свыше 90%. Кратковременность оледенений и межледниковий со всей определенностью свидетельствует о том, что тектонический фактор не мог оказать сколько-нибудь заметного влияния на внутреннюю структуру ледниковых покровов и характер их деградации. В областях древних оледенений важное значение имеет выяснение морфоскульптуры древнеледниковых формаций с выделением радиальных ледораздельных зон, включающих межлопастные возвышенности, и поясов маргинальных образований. В приледораздельных областях ледники оказывали минимальное экзарационное воздействие на подстилающие породы. Поэтому именно в их пределах могли сохраниться как межледниковые, так и предчетвертичные рыхлые образования, к которым могут быть приурочены различные месторождения. Вместе с тем на распространение месторождений строительных материалов, приуроченных к ледниковым и водно-ледниковым отложениям, существенное влияние, как мы покажем далее, оказывает характер дегляциации территории. Он же предопределяет и закономерности размещения голоценовых образований: сапропелей, торфяников и др.

Дальнейшее экономическое развитие Мурманской области предполагает значительное увеличение объема промышленного строительства, в связи с чем резко возрастет потребность в строительных материалах. Геологи партии стройматериалов Центрально-Кольской комплексной (с 1983 г. геолого-разведочной Мурманской) экспедиции проделали большую работу по обеспечению промышленных центров области песками и легкоплавкими глинами, но в целом проблема далека от разрешения. Прежде всего до последнего времени не было научного обоснования для проведения поисков, которое должно базироваться на данных о строении, литологии четвертичных отложений и палеогеографической обстановке их формирования. Вследствие этого по оценке геологов экспедиции [Отчет..., 1978; 1981] даже в районах промышленных центров перспективы выявления новых месторождений основывались только на поверхностно-визуальных характеристиках генетических типов отложений, что зачастую приводило к неподтверждаемости предполагаемой пригодности сырья. Не лучше обстоит дело и с россыпями, интерес к обнаружению которых эпизодически проявляется производственными и научными организациями. Таким образом, представляется актуальной необходимость выяснения закономерностей формирования и размещения месторождений разнообразных полезных ископаемых в покрове четвертичных отложений северо-восточной части Балтийского щита.

В данной работе кратко рассмотрены все составляющие рыхлого покрова региона. Мезозойские, палеогеновые и неогеновые образования и приуроченные к ним месторождения охарактеризованы в связи с появлением новых материалов, которые позволяют уточнить время формирования кор выветривания и более конкретно, чем это было сделано до сих пор, наметить перспективы обнаружения в них новых месторождений.

Обобщение всех имеющихся материалов по мезо-кайнозойским образованиям северо-восточной части Балтийского щита предпринято с целью показать эволюцию гипергенных процессов в связи с изменениями тектонической обстановки и климата и самое главное оценить потенциал рыхлого покрова на обнаружение месторождений полезных ископаемых. Для достижения этой цели решался ряд задач, главные из которых формулируются следующим образом.

1. На основе анализа и синтеза имеющихся материалов по геологии, палеогеографии и полезным ископаемым мезо-кайнозойских образований установить пространственную организацию рыхлого, преимущественно четвертичного, покрова региона, и реконструировать условия формирования покрова для выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

2. Проанализировать полученные в процессе многолетних исследований структурно-текстурные характеристики, данные о вещественном составе и геологическом строении месторождений, приуроченных к рыхлому покрову региона; разработать на этой основе модели формирования месторождений, проверить корректность моделей на конкретных объектах для использования их в поисковых целях.

3. Определить перспективы поисков месторождений различных видов полезных ископаемых в рыхлом покрове региона.

Многолетние тематические исследования автора (1959 -2012 гг.) в последнее десятилетие неоднократно поддерживались грантами Отделения наук о Земле, Президиума РАН и РФФИ.

Автор глубоко признателен своему наставнику академику Александру Васильевичу Сидоренко, пробудившему в нем интерес к проблеме минерагении рыхлого покрова Балтийского щита. Он также благодарен всем сотрудникам геологического института и в первую очередь сотрудникам лаборатории четвертичной геологии (с 1988 г. лаборатории геологии и минерагении кайнозойских отложений) Геологического института Кольского научного центра РАН, с которыми автору довелось, начиная с 1959 г., проводить полевые работы, лабораторные исследования и вести активные дискуссии по полученным теоретическим и практическим результатам. Особая благодарность Галине Михайловне Пермяковой, бессменному помощнику автора на протяжении многих лет.

ЧАСТЬ I. СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛОГО ПОКРОВА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Балтийский щит, как отмечалось во введении, слагают, в основном, метаморфические и магматические породы архея и протерозоя. В период палеозойской тектонической активизации в пределах щита сформировались интрузивные массивы щелочно-ультраосновных пород, а также многочисленные дайки щелочных пород и базальтоидов. Наиболее крупные из указанных массивов – Хибинский и Ловозерский – образовались, вероятно, в грабене [Граве, Евзеров, 1964; Волотовская, 1967]. Монолитные кристаллические породы Балтийского щита характеризуются высоким значением предела прочности при срезе. Однако вблизи поверхности они теряют монолитность, становятся трещиноватыми, вследствие снятия внутреннего напряжения. По данным ряда исследователей, систематизированным А.Г. Черняховским [1980], мощность приповерхностной трещиноватой зоны вне швов тектонических нарушений составляет 10-50 м, а в тектонически активных зонах возрастает до 100-150 м. Дальнейшее изменение трещиноватых пород в зоне гипергенеза происходит под влиянием выветривания. На кристаллических породах Балтийского щита залегает покров рыхлых отложений, мощность которого обычно измеряется метрами, редко десятками метров и лишь в исключительных случаях превышает 100 м. Он представлен мезозойскими и кайнозойскими образованиями: остатками каолиновой и гидрослюдистой коры выветривания и четвертичными отложениями. Работа по изучению коры выветривания Балтийского щита проводилась по инициативе и под руководством академика А.В. Сидоренко [1958], подробно охарактеризовавшим продукты выветривания кристаллических пород, слагающих Кольский полуостров. Дальнейшие исследования, проведенные А.П. Афанасьевым [1977], показали, что в пределах щита развиты каолиновая и гидрослюдистая коры выветривания со своими комплексами полезных ископаемых. Доминируют в составе покрова рыхлых отложений по мощности и распространению морена и водно-ледниковые осадки поздневалдайского оледенения. Соответственно в данном разделе больше внимания уделено рассмотрению материалов по этому оледенению.

Глава 1

Дочетвертичные образования рыхлого покрова Балтийского щита

Дочетвертичные образования рыхлого покрова региона представлены корами выветривания и осадочными породами, сформировавшимися в большом промежутке времени от триаса до неогена включительно. Они крайне редки на Балтийском щите, но, тем не менее, содержат полезные ископаемые, могущие представить практический интерес в ближайшем будущем.

1.1. Мезозой

В северо-восточной части Балтийского щита самым древним компонентом рыхлого покрова являются каолиновая и её магнезиальный аналог сунгулитовая коры выветривания линейного типа [Афанасьев, 1977]. Их распространение показано на рисунке 1. Как видим, останцы этих кор выветривания редки в северо-восточной части Балтийского щита. Редки они и на остальной территории щита. Останцы каолиновой коры выветривания установлены в южной Норвегии вблизи г. Осло и в районе Флекке-фиорда, в южной Швеции на полуострове Сконе, в ряде пунктов субмеридиональной полосы Янисярви – Пиэлисярви – Оулуярви – Савукоски, протягивающейся из южной Карелии в финскую Лапландию, а также на юго-западе Финляндии [Петров, 1967; Афанасьев, 1977]. Все проявления коры выветривания каолинового типа на Балтийском щите приурочены к линейным зонам и перекрыты только четвертичными отложениями. По периферии Фенноскандии элювиальные глины залегают под осадками нижней юры и мела. Осадочные породы мезозоя сохранились только на самом юге Балтийского щита, в южной Швеции. Здесь в западной Скании распространены триасовые, а в восточной – юрские озерные и

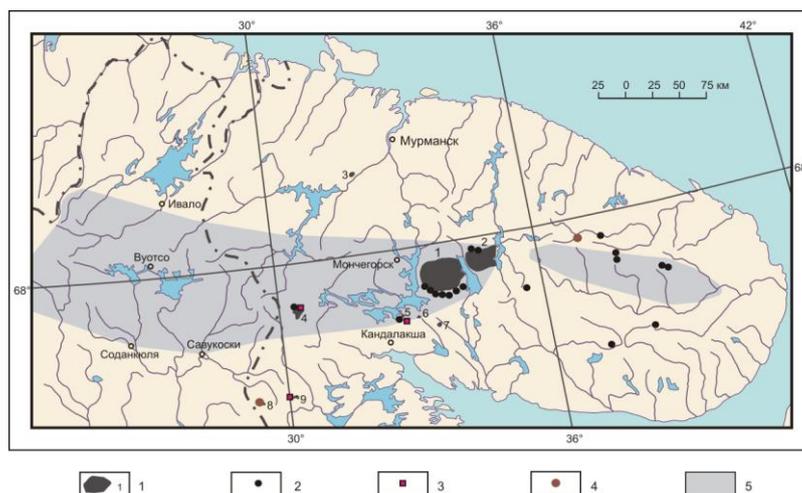


Рис. 1. Схема распространения остатков каолиновой и гидрослюдистой кор выветривания.

1 – массивы щелочных и ультраосновных щелочных пород: 1 – Хибинский, 2 – Ловозерский, 3 – Себлявр, 4 – Ковдорский, 5 – Африкандский, 6 – Озерная варака, 7 – Лесная варака, 8 – Салланлатва, 9 – Вуориярви; останцы каолиновой (2) и сунгулитовой (3) кор выветривания; 4 – железная шляпа; 5 – области наибольшей концентрации останцов неогеновой коры выветривания.

Примечание. Схема составлена по материалам, содержащимся в работах [Лихачев, Афанасьев, 1969; Киселев, 1975; Афанасьев, 1977; Kujansuu, 1972; Евзеров, Припачкин, Дудкин, 2006].

позднемеловые морские отложения. Юрские осадки – пески и огнеупорные глины – представляют собой продукт переотложения материала коры выветривания. Этот материал в значительном количестве поступал и меловые осадки: пески, глины, известняки, являющиеся источником каолинита четвертичных отложений [Стрелков и др., 1976].

Наиболее вероятно, что рассматриваемые коры выветривания представляют собой корни площадной коры выветривания, некогда покрывавшей значительную часть пенепленизированной поверхности Балтийского щита [Афанасьев, 1977]. Теплый и влажный климат, благоприятный для каолинового выветривания пород фундамента щита, имел место с конца триаса – начала юры до эоцена включительно [Синицын, 1965, 1966; Климат..., 2004]. В этом временном интервале каолиновая кора выветривания могла неоднократно возникать и размываться в связи с неравномерными колебательными движениями региона. Не имея материалов для надежного определения возраста, А.П. Афанасьев [1977] счел целесообразным рассматривать останцы каолиновой коры выветривания как мезозойско - палеогеновые образования. Согласно полученным позднее результатам изучения отложений Баренцевоморского шельфа и выполненным на этой основе палеогеографическим реконструкциям [Шельфовая плита..., 1988] северная часть Балтийского щита в триасе представляла собой высокую денудационную равнину. В юре произошло опускание её (вероятно небольшое – В.Е.), сменившееся поднятием во второй половине нижнего мела.

При образовании каолиновой коры выветривания в материнских породах разрушались все неустойчивые и промежуточные по устойчивости к агентам химического выветривания минералы, такие как биотит, амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, а образовывался главным образом каолинит или на массивах ультраосновных щелочных пород, при выветривании которых происходило накопление магния, магниезиальный аналог каолинита сунгулит. Не претерпевали изменений минералы устойчивые: кварц, титаномagnetит, ильменит, лейкоксен и ряд других. Формировался полный профиль коры выветривания, включающий сверху вниз следующие зоны: каолинитовую, каолинит – гидрослюдистую или каолинит – гидрохлоритовую (в зависимости от состава материнских пород), гидрослюдистую или гидрохлоритовую и дезинтеграции. Каолины верхней зоны встречаются крайне редко, а нижележащие зоны полно представлены в разрезе коры выветривания в северных предгорьях Ловозерского [Лихачев, Афанасьев, 1969] и вблизи Хибинского горных массивов [Афанасьев, 1977].

Процессы, имевшие место на суше в мезозое, отразились в составе обломочного материала, сносимого с Балтийского щита в Южно-Баренцевоморскую впадину [Шельфовая плита..., 1988]. Анализ состава этого материала показывает, что в верхнем

триасе-начале нижней юры в пределах Балтийского щита, сформировалась каолиновая кора выветривания [Евзеров, Колька, Назаренко, 1993]. Сделанное заключение согласуется с наличием на большей части территории бывшего СССР триас-нижнеюрского пенеппена с мощной корой выветривания [Петров, 1967; Горелов, 1974; Михайлов, 1977]. В течение нижней и средней юры верхние горизонты этой коры явились источником материала, поступавшего в Южно-Баренцевоморскую впадину. К началу верхней юры, очевидно, сохранились только корни упоминавшейся коры выветривания. В верхней юре, начиная с волжского века, Балтийский щит становится одним из главных источников обломочного материала для осадков центральной части Русской платформы [Хожаинов, 1974]. Остается открытым вопрос о возможном возобновлении процесса корообразования на щите в верхнем мелу вследствие отсутствия данных о составе осадков этого отрезка геологической истории. В палеогене сколько-нибудь мощная кора выветривания не могла сформироваться, поскольку в этот период щит представлял собой низменную сушу и, соответственно, уровень грунтовых вод располагался вблизи поверхности. Таким образом, имеющиеся материалы с наибольшей вероятностью свидетельствуют о триас-юрском возрасте залежей каолина Балтийского щита [Евзеров, Колька, Назаренко, 1993]. С такой трактовкой возраста первичных каолинов региона хорошо согласуются приведенные выше данные по осадочным породам мезозоя в южной Швеции.

1.2. Палеоген

Отложения палеогена в северо-восточной части Балтийского щита не обнаружены. Они установлены лишь в одном пункте Финской Лапландии, расположенном примерно на широте города Кандалакши в 50 км к западу от границы России [Hirvas, Tynni, 1976]. Там на кристаллических породах залегает палеогеновая морская глина. Перекрыта она тремя горизонтами морен. Кроме того, в четвертичных отложениях Кольского региона и северной Финляндии встречаются реликты морских диатомей палеогена. Все это дает основание полагать, что в палеогене значительные площади северной части Балтийского щита покрывались морем. Таким образом, низкое гипсометрическое положение щита в палеогене, о котором говорилось в предыдущем разделе, находит фактическое подтверждение.

1.3. Неоген

Неогеновые образования представлены главным образом корой выветривания гидрослюдистого типа. Эта кора выветривания развита на невысоких водораздельных пространствах, пологих склонах возвышенностей и предгорных равнинах в пределах всего Балтийского щита. Она залегает как на мезозойской, так и на более молодой неогеновой поверхности. Гидрослюдистая кора выветривания частично размыта; в ряде пунктов

региона на склонах холмов и в предгорьях обнаружены делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, сходные с нею по составу. Эта кора выветривания сохранилась в виде останцов, площадь которых достигает десятков (до сотен) квадратных километров; мощность изменяется от 5 до 20 м, увеличиваясь на породах ультраосновных-щелочных массивов до 50 м и более. Останцы неогеновой коры повсеместно представлены песчано-дресвянистыми, реже глинисто-песчаными продуктами среди которых имеются округлые участки менее измененных или измененных только с периферии исходных пород. Они обнаружены на породах почти всех щелочно-ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. По составу эти участки обычно не отличаются от материнских пород.

Останцы неогеновой коры выветривания щелочных пород Ловозерского плутона широко развиты на северных склонах образованного плутоном горного сооружения (Ловозерских тундр). Площадь их распространения точно не установлена; мощность в отдельных скважинах достигает 17 м. Зона выветривания пород представлена глинисто-дресвяным материалом. Глинистые продукты выветривания – метагаллуазит, гидраргиллит и гетит – присутствуют в небольших количествах. Содержание их возрастает вверх по разрезу [Евзеров, 2001a].

В распределении остатков гидрослюдистой коры выветривания наблюдается определенная закономерность. Судя по материалам А.П. Афанасьева [1966, 1972], И.И. Киселева [1975], Р. Куянсу [Kujansuu, 1972] и других исследователей, останцы, занимающие значительные площади и имеющие большую мощность, сконцентрированы в пределах субширотной полосы. Ось этой полосы на западе близка к 68° с.ш.; в Мурманской области по мере продвижения в восточном направлении она всё более отклоняется к югу (рис. 1). Ширина полосы, достигающая у границы Финляндии с Норвегией 160 км, постепенно уменьшается в восточном направлении. В районе Ловозерских тундр и среднего течения р. Поной она составляет около 60 км. Севернее полосы останцы гидрослюдистой коры выветривания встречаются крайне редко; южнее останцы обнаруживаются несколько чаще, чем на севере региона, но тоже редки и характеризуются малыми мощностями. Расположение полосы в общих чертах совпадает с зоной миграции ледоразделов четвертичных ледниковых покровов [Евзеров, 1978].

В позднем олигоцене – неогене имело место значительное похолодание, усиливающееся во времени [Синицын, 1965]. В неогене рассматриваемая территория достаточно длительное время находилась в полосе умеренного климата. Неоген отличался от палеогена высокой тектонической активностью [Синицын, 1965; Мещеряков, 1965]. В конце палеогена начале миоцена произошло поднятие Кольского региона, после чего в его

пределах начали накапливаться континентальные осадки. Об этом свидетельствуют находки только пресноводных неогеновых диатомей в четвертичных отложениях региона. По представлению С.А. Стрелкова [Стрелков и др., 1976], вертикальные перемещения блоков привели к образованию всех известных в настоящее время возвышенностей, гор и депрессий, но контрастность и расчлененность рельефа были меньше современных. С.А. Стрелков предполагает, что в этот же этап в результате обновления древних и заложения новых разломов возникла впадина Белого моря, и Кольский полуостров оформился как полуостровной участок суши. Признаки стабилизации тектонического режима проявились в образовании педиментов и в появлении коры выветривания гидрослюдистого типа, которая в отличие от каолиновой имеет более тесную связь с современным рельефом. По представлениям А.П. Афанасьева [1966, 1972] эта кора выветривания формировалась в умеренном климате на протяжении, вероятно миоцена - нижнего плиоцена, что отвечает миоцен - плиоценовому этапу выравнивания на Русской равнине. Новые данные по тектоническим деформациям Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое свидетельствуют в пользу существенной активизации поднятия не в плиоцене, а в конце миоцена [Шпилов и др., 2006], что позволяет ограничить время образования гидрослюдистой коры выветривания миоценом.

При образовании гидрослюдистой коры выветривания протекали процессы механического разрушения пород, физико-химического дробления минералов, приводящего к генерированию алевритовых частиц, и химического преобразования исходного материала [Афанасьев, 1977]. Характерными минералами являются гидрослюды и вермикулит, возникшие в результате изменения главным образом триоктаэдрических слюд, а также галлуазит, каолинит и сунгулит, синтезированные в небольших количествах из продуктов выщелачивания и гидролиза. В неогене при выветривании частично разрушались амфиболы, пироксены и полевые шпаты.

В плиоцене тектонические движения вновь активизировались. По аналогии с другими областями севера России С.А. Стрелков [Стрелков и др., 1976] допускает, что дифференцированность плиоценовых движений была большей, а сетка разломов более частой, чем на предшествующем этапе. Значительная часть шельфа северных морей была осушена, и речные долины врезались глубже современного уровня. По результатам бурения, обобщенным А.А. Никоновым [1967], устьевые участки древних погребенных долин Кольского полуострова располагаются в основном на отметках минус 40-60 м. На месте Белого моря, вероятно, возник замкнутый водоем. Следствием поднятия явилось частичное переотложение гидрослюдистой коры выветривания. На склонах возвышенностей и в пределах предгорных равнин сформировались сходные с нею по

составу делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, а в депрессиях накапливались озерные осадки. Склоновые образования, как отмечалось, установлены в ряде пунктов региона. Озерные отложения до сих пор не обнаружены. Косвенным указанием на их существование в прошлом служит присутствие, иногда в довольно большом количестве, пресноводных неогеновых диатомей в четвертичных осадках. В неогене на весьма ограниченных площадях происходило также образование делювиально-пролювиальных отложений вследствие переотложения продуктов коры каолинитового выветривания пород Балтийского щита.

Глава 2

Четвертичные образования рыхлого покрова Батийского щита

Покров четвертичных отложений на Балтийском щите представлен в основном ледниковыми отложениями позднего плейстоцена и голоценовыми осадками различного генезиса. Неполнота геологической летописи объясняется, скорее всего, экзарационной деятельностью ледниковых покровов раннего и среднего плейстоцена.

2.1. Ранний и средний плейстоцен

В плиоцене перед распространением первого плейстоценового ледникового покрова на рассматриваемую территорию выветривание кристаллических пород происходило на обширных площадях, в пределах которых отсутствовали останцы миоценовой коры выветривания и осадочные породы миоцена. В последующие периоды межледниковий выветриванию подвергались существенно меньшие площади кристаллических пород, поскольку значительную часть территории щита покрывали плейстоценовые и более древние отложения. Мощность элювиальных и делювиальных образований, судя по голоценовым, обычно не превышала 2 м. Продукты четвертичного выветривания голоценового возраста, очевидно аналогичные таковым всего четвертичного периода, представлены дресвяно-щебнисто-глыбовым материалом с мелкозёмом, содержание которого варьирует в широких пределах, не превышая, как правило, первых десятков процентов. Выветривание в четвертичное время, как и в миоцене, протекало под влиянием физического, физико-химического и химического факторов; доминировал по-прежнему физико-химический [Афанасьев, 1977]. Вместе с тем проявлялись и отличия: на смену температурному выветриванию, происходившему без перехода температуры через 0°C , пришло морозное, а химическое выветривание четвертичного периода свелось к разрушению неустойчивых минералов. В четвертичный период под воздействием гипергенных агентов кристаллические породы изменялись в меньшей степени, чем в миоцене, поскольку морозное выветривание продуцирует существенно более крупный материал, чем температурное и, кроме того, интенсивность проявления химического

выветривания существенно снизилась в связи с ухудшением климата. В четвертичное время в результате выщелачивания и гидратации возникали различного рода гидрослюды [Афанасьев, 1964; Евзеров, 1966, 1971]. Разложение неустойчивых минералов наиболее активно протекало в подзолистом горизонте почв, где разрушались все темноцветные минералы. Однако оно не сопровождалось образованием каких-либо слоистых силикатов и не затрагивало полевые шпаты. Минералы группы каолинита-галлуазита вообще не образовывались в четвертичный период [Афанасьев, 1964; Евзеров, 1966, 1971], вероятно, в связи с распадом структур выпадавшей из растворов смеси гелей под влиянием последующего промерзания [Афанасьев, 1977].

Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что ложе первого ледникового покрова плейстоцена слагали в основном миоценовые образования и продукты более позднего выветривания. Из этого рыхлого материала и формировались отложения ледникового парагенетического ряда. В питании обломочным материалом всех последующих ледниковых покровов, помимо отмеченных источников существенную роль играли ледниковые и межледниковые осадки, предшествующих этапов геологической истории региона [Евзеров, 1975, 1978].

В восточной части Балтийского щита нижнечетвертичные отложения достоверно не установлены, хотя попытки их выделения предпринимались. Так, А.А. Никонов [1964 и др.] к окскому ледниковому горизонту отнес обломки пород, которые были перемещены к югу от коренных источников, вероятно, Баренцевоморско-Новоземельским ледниковым покровом, а впоследствии переотложены и включены в более молодые отложения. Эту попытку вряд ли можно считать удачной в связи с тем, что в качестве стратиграфических единиц различного ранга всегда выделяются лишь реальные геологические тела.

И.И. Киселев [1978] рассматривает в качестве нижнечетвертичных ожелезненные выветрелые породы валунно-щебнисто-песчанистого состава, залегающие под двумя верхнечетвертичными моренами в бассейнах рек Явра, Падоса и Нотты, основываясь на обнаружении в них пыльцы раннеплейстоценовых растений. С этим заключением трудно согласиться, поскольку невозможно доказать, что указанная пыльца залегает *in situ*. Уместно отметить, что присутствие древних растительных остатков (пыльцы меловых, палеогеновых, неогеновых и др. растений) характерно для всей толщи четвертичных отложений и является следствием переотложения.

Среднечетвертичные отложения в рассматриваемом регионе в том или ином объеме выделяются всеми исследователями. Наиболее полным их разрез выглядит по данным И.И. Киселева [1978]. Ключевым в стратиграфической концепции этого автора является разрез четвертичных отложений, вскрытый бурением в котловине оз. Большой Вудьявр. В его строении, по представлениям И.И. Киселева, принимают участие морены днепровского,

московского, калининского, осташковского оледенений и отложения лихвинского (?), одинцовского (?), микулинского и средневалдайского межледниковий. Все без исключения перечисленные стратиграфические подразделения выделены без какого бы то ни было палеонтологического и литологического обоснования. Изучавший ранее этот же разрез А.Д. Арманд [1964] по литологическим признакам отложений и петрографическому составу крупнообломочного материала выделил два горизонта морен покровного оледенения и один (нижний) горного, оставленный ледником, который развивался в начальный этап предпоследнего наступания ледникового покрова. Иначе говоря, оба нижних горизонта морен, по данным А.Д. Арманда, отвечают одной ледниковой эпохе. И.И. Киселев, как отмечалось, не приводит никаких сведений о вещественном составе отложений и даже не обсуждает материалы А.Д. Арманда. Таким образом, фактически возраст и генезис отложений, слагающих вудьяврский разрез, И.И. Киселевым не установлен. Поэтому нет необходимости обсуждать стратиграфическое положение отложений, встреченных в менее полных разрезах, которые в большинстве случаев совершенно произвольно сопоставляются И.И. Киселевым с тем или иным горизонтом вудьяврского разреза. Сказанное относится ко всем без исключения отложениям, рассматриваемым И.И. Киселевым в качестве среднечетвертичных и к небольшой части разрезов, датированных верхним плейстоценом.

Н.И. Апухтин в собственной статье и работе, выполненной с И.М. Экманом, [1957, 1967 и др.] выделил в регионе отложения лихвинского (?) межледниковья и днепровского оледенения. Последние представлены сильно уплотненной мореной, отличающейся от перекрывающей ее морены последнего оледенения. Морена обнаружена в разрезе у ст. Княжая Губа. Здесь же под ней залегает глина, накопившаяся предположительно в лихвинский межледниковый период. Палеонтологическое изучение глин не проводилось. Следовательно, в распоряжении Н.И. Апухтина не было материалов для датирования отложений княжегубского разреза. Не привел он и никаких логических соображений, которые позволили бы хотя бы условно согласиться с помещением уплотненной морены и подстилающих ее глин в упомянутые подразделения среднего плейстоцена.

На сегодняшний день наиболее обоснованным выглядит отнесение к среднему плейстоцену морены покровного оледенения, залегающей под отложениями бореальной трансгрессии микулинского межледниковья, и толща морских глин, залегающих в основании широко известного разреза на берегу р. Варзуги у Клетного порога. Относительно варзугских глин впервые по результатам палинологических исследований было высказано предположение, что их возраст не моложе среднеплейстоценового [Евзеров, Еловичева, Лебедева, Раямяэ, 1981]. Много позднее раковины морских моллюсков, содержащиеся в глине, были датированы методом электронного парамагнитного резонанса [Корсакова, Семенова Колька, 2011]. Получены три датировки (сверху вниз): $316,0 \pm 23,6$; $319,0 \pm 22,7$ и $318,0 \pm 38,5$ лет, на основании которых авторы отнесли глины к чекалинскому межледниковью (морская изотопная стадия (МИС) 9). Поскольку все раковины в глине

плохой сохранности, определенный возраст раковин, по нашему мнению, истинным не является. Скорее всего, он завышен, и, соответственно, глины сформировались в период МИС 7. В противном случае совершенно непонятно, почему из разреза выпали отложения, соответствующие МИС 7 и 8 в промежутке от примерно 190 до 300 тысяч лет.

Что касается оледенения, имевшего место в МИС 6, то данные по северо-востоку Балтийского щита не позволяют составить полное представление о масштабах его развития. Отложения этого оледенения встречаются по всей площади региона, но в ограниченном количестве пунктов. Причиной фрагментарного развития ледниковых образований является, в основном, экзарационное воздействие более молодых ледниковых покровов. Вместе с тем материалы по соседним территориям, обобщенные в работе [Svendsen et al., 2004], свидетельствуют, что в МИС 6 ледник занимал огромную площадь на севере Европы, включающую весь северо-запад России, площадь значительно бóльшую, чем поздневалдайский ледниковый покров и вполне вероятно имел и бóльшую мощность.

2.2. Поздний плейстоцен

Мы подробнее остановимся на стратиграфии и формировании отложений позднего плейстоцена и голоцена, поскольку именно к ним приурочены разнообразные месторождения полезных ископаемых. Стратиграфические подразделения позднего плейстоцена выделены по нормализованной изотопно-кислородной кривой [Martinson et al., 1987], приведенной на рис. 2, с возрастами границ МИС и подстадий в астрономической шкале времени. С согласованные с этими подразделениями схемы стратиграфии отложений позднего плейстоцена севера Европы приведены в таблице 1.

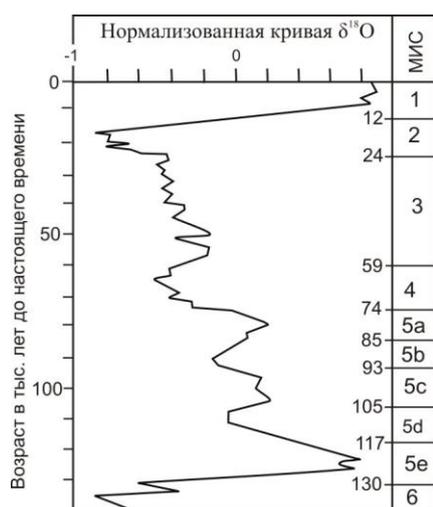


Рис. 2. Нормализованная кривая $\delta^{18}\text{O}$ с границами изотопных стадий, возраст которых рассчитан по орбитальной кривой [Martinson et al., 1987].

Уместно отметить, что в северной Финляндии отложения межстадиала перяпохьёла первоначально относились к брёрупу [Korpela, 1969; Donner, 1983; Hirvas, 1991]. Однако впоследствии в районе массива Сокли, вблизи границы с Россией под отложениями упомянутого межстадиала скажинами были вскрыты осадки, палеонтологическая характеристика которых в большей степени отвечает брёрупу. Соответственно, отложения

межстадиала перяпохьёла пришлось поместить стратиграфически выше, соотнеся их с межстадиалом оддераде [Helmens et al., 2000]. Кроме того, стратиграфическая схема северной Финляндии пополнилась мореной стадиала шалкхольц.

Таблица 1

Схемы стратиграфии позднего плейстоцена

МИС	Северо-западная Европа [9]		Северная Финляндия [10]	Кольский регион			
1	Голоцен		Голоцен	Голоцен			
2	Висла	Поздняя висла	Оледенение	Валдайская ледниковая эпоха	Поздний валдай	Оледенение	
3		Средняя висла	<i>Денекамп</i> <i>Хенгело</i> <i>Глинде</i> <i>Оерел</i>		<i>Межстадиал 3</i>	Средний валдай	<i>Межстадиал</i>
4			Стадиал		Шалкхольц		Ранний валдай
5a		Ранняя висла	<i>Оддераде</i>		<i>Мааселькя/</i> <i>Перяпохьёла</i>	<i>Межстадиал-стрельнинские слои</i>	
5b			Редесталл		Редесталл	Стадиал	
5c			<i>Брёруп</i>		<i>Брёруп</i>	-	
5d			Хернинг		-	-	
5e		Эем			Тепсанкумпу	Микулино	Понойские слои

Примечание. Курсивом выделены межстадиалы.

К МИС 5е относятся отложения микулинской межледниковой трансгрессии, обнажения которых широко развиты по берегам рек, впадающих в Белое море, и вскрыты скважинами [Лаврова, 1960; Девятова, 1961, 1982; Девятова, Лосева, 1964; Граве, Евзеров, Егорова, 1965]. В Кольском регионе они получили название понойских слоёв [Гудина, Евзеров, 1973]. Распространение понойских и стрельнинских слоёв, которые были выделены автором как образования более молодой трансгрессии, показаны на рис. 3.

Уровень Мирового океана в период предшествующего оледенения (МИС 6) располагался на отрицательных отметках, близких к 120 м [Shackleton, 1987]. Микулинская трансгрессия развивалась по сценарию первой из позднеплейстоцен-голоценовых трансгрессий [Евзеров, 2012а]: море проникало на территорию континента по мере её дегляциации. Трансгрессия достигла максимального распространения в суровых климатических условиях, а климатический оптимум межледниковья пришелся на регрессию подобно тому, как это имело место, например, во время второй позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии.

Разрезы микулинских межледниковых осадков на северном побережье Белого моря находятся вблизи предела распространения лесной растительности, вследствие чего их спорово-пыльцевые диаграммы невозможно корректно сопоставить с опорными

диаграммами разрезов, расположенных южнее Белого моря. Сводный разрез упомянутых отложений составлялся автором с учетом фаций осадков и гипсометрического положения. Начало их формирования пришлось на период деградации московского оледенения. Поэтому в основании разреза залегают ледниково-морские осадки (морской диамиктон и ледниково-морские глины), встреченные в низовьях рр. Чапомы, Поной (против бывшего села Поной) и в основании святоносского разреза на отметках около 9-12 м над уровнем моря (ур. м.) [Гудина, Евзеров, 1973; Граве и др., 1969; Корсакова, Зозуля, Колька, 2005]. Отложения, накопившиеся в период, близкий к максимуму трансгрессии, обнаружены в упоминавшемся разрезе на р. Поной (глины в интервале высот 10-16 м над ур. м.), святоносском разрезе и разрезе на р. Малой Качковке (глины и сменяющие их вверх по разрезу пески на отметках около 125 – 134 м над ур. м.). Этап регрессии запечатлен в последовательно накапливающихся песках и детритовых песках разрезов на р. Малой Качковке (134-126 м над ур. м.), ручьях Поповом (118-115 м над ур. м.) и Пахтенном (105-103 м над ур. м.) левых притоках р. Поной и р. Поной против села Поной (27-16 м над ур. м.). Комплексы фораминифер в глинах и детритовых песках последнего разреза близки по составу. Более того, фораминиферовые комплексы песков прекрасно сопоставляются с аналогичными комплексами чапомского разреза, по отложениям которого получены датировки, отвечающие МИС 5е, и принципиально отличаются от комплексов в осадках стрельнинского разреза. Поэтому относить детритовые пески к стрельнинской трансгрессии, как это сделано О.П. Корсаковой, Л.Р. Семеновой и В.В. Колькой [2010], нет оснований.

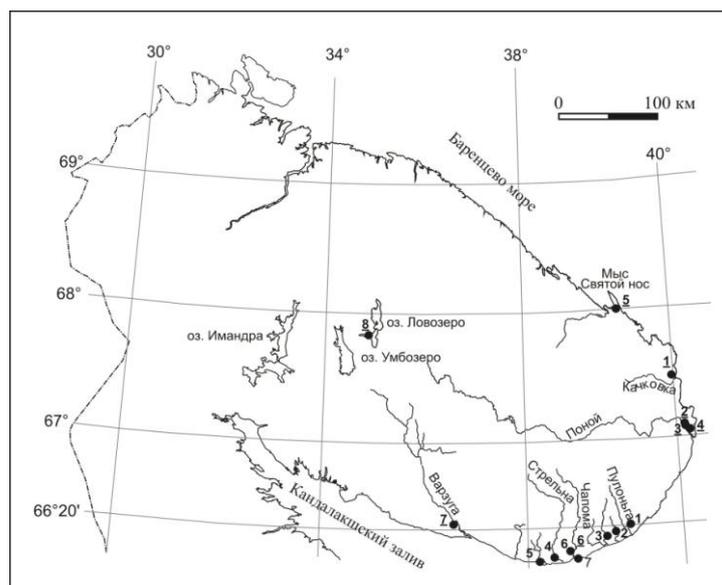


Рис. 3. Схема расположения разрезов понойских и стрельнинских слоев на Кольском полуострове.

Понойские слои (номера подчеркнуты): 1 – верховья ручья, впадающего в реку Малую Качковку в 2 км к северо-западу от устья; 2 – среднее течение ручья Попова, впадающего слева в р. Поной в 3 км ниже бывшего села Поной; 3 – среднее течение правого притока ручья Пахтенного, впадающего слева в р. Поной в 1 км выше села Поной; 4 – левый берег р. Поной против бывшего села Поной; 5 – вершина Святоносского залива; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5 км от устья; 7 – правый берег р. Варзуги у Клетного порога; 8 – межозерная перемычка Сейдозеро - Ловозеро. Стрельнинские слои: 1 – левый берег руч. Лудяного в 0.4 км выше впадения ручья в р. Пулоньгу; 2 – левый берег р. Большой Кумжевой в 9.5 км выше устья; 3 – левый берег р. Усть-Пялки в 9 км от устья; 4 – правый берег р. Стрельны в 6.5 км от устья; 5 – правый берег р. Каменки в 5.5 км от устья; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5 км от устья; 7 – берег моря в 3 км к востоку от устья р. Чапомы.

Почти все полученные до сих пор конечные датировки раковин морских моллюсков из понойских слоёв радиоуглеродные (от $34,5 \pm 0,45$ до $44,2 \pm 1,77$ тыс. лет) и уран-иониевые (от $85,5 \pm 3,2$ до 114 ± 4 тыс. лет) оказались значительно моложе возрастного интервала подстадии 5e. Только результаты датирования методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), составившие от $111,5 \pm 12,4$ до $128,7 \pm 7,5$ тыс. лет до настоящего времени (н. в.) отвечают возрасту МИС 5e. Датировки, полученные методами ЭПР и оптически стимулированной люминисценции (ОСЛ) ($71,9 \pm 8,2$; $73 \pm 7,5$; $74 \pm 8,8$; 96 ± 8) для толщ глин и детритовых песков обнажения на р. Поной (рис. 3, пункт 4) [Корсакова, Семенова, Колька, 2010], также не соответствуют возрасту подстадии 5e.

Высотное положение отложений микулинской трансгрессии на северном побережье Белого моря и во внутренних районах Кольского полуострова, являющееся следствием гляциоизостатического поднятия при деградации предшествующего оледенения (стадии МИС 6), свидетельствует о том, что мощность указанного ледникового покрова была наибольшей в восточной части Кольского полуострова и убывала в западном направлении.

Разрезы микулинских отложений южного побережья Белого моря по спорово – пыльцевым характеристикам хорошо сопоставляются с детально изученными разрезами центральной и западной Европы. Это обстоятельство позволило оценить продолжительность и возраст отдельных этапов развития трансгрессии, используя годичные слои межледникового диатомита в северной Германии и их корреляцию с историей земского моря, глобальное высокое стояние которого имело место около 129 ± 1 тыс. лет до н. в. [Grøsfjeld et al., 2006] (таблица 2).

Вопрос о повторных наступлениях моря в микулинское время требует дополнительного изучения. Выделенные М.А. Лавровой [1960] в варзугском разрезе отложения самостоятельной беломорской трансгрессии оказались фрагментом осадков основной микулинской трансгрессии [Гудина, Евзеров, 1973; Molodkov, Yevzerov, 2004]. Что касается межледниковых отложений на южном побережье Белого моря, то в их разрезах необходимо детально изучить торфяники, залегающие под морскими осадками. Эти торфяники рассматриваются обычно как свидетельства осушения территории. Однако нельзя исключить возможность того, что торф там намывной, сформировавшийся на некоторой глубине в морском водоёме.

Таблица 2

Развитие микулинской трансгрессии в Беломорском бассейне по результатам исследований в долине р. Пёзы

Эпохи	Время (тыс. лет до н. в.)	События	Соленость, ‰ и зимняя температура воды, °С	Отложения	
Эем (микулино)	128-119.5	Регрессия	~25 ≤25	Морские	Песок, гравий с галькой, алевритистый песок, алеврит, глина
	129.8-128	Переход от трансгрессии к регрессии	>3°, 33-35		
	131-129.8	Трансгрессия	?	Ледниково -морские	Глина, диамиктон
Заальское (московское) позднеледниковье	133 -131	Трансгрессия	33		

Вслед за микулинским межледниковьем имело место стадияльное похолодание (МИС 5d). В этот период оледенение было сконцентрировано, в основном, на территории Скандинавского полуострова [Mangerud, 1991], не проникая в пределы северо-запада России. Отложения последующего межстадиала брёруп не обнаружены ни в северной Финляндии, ни на северо-западе России.

Новое стадияльное похолодание редесталл (МИС 5b) привело к оледенению, распространявшемуся в пределы северо-восточной части Балтийского щита. Согласно реконструкции международной группы исследователей [Svendsen et al., 2004], ледник в это время занимал только западную часть Кольского региона, оставив свободной ото льда почти всё побережье Белого моря (рис. 4). Такая картина ледниковой экспансии отвечает результатам геофизических наблюдений в центральной части Кольского полуострова [Глазнев и др., 2004], но не увязывается с материалами по распространению ледниковых

отложений в Северной Финляндии [Hirvas, 1991] и морских отложений стрельнинской трансгрессии на побережье Белого моря (см. рис. 3).

Российские и финские ученые, проводившие геотермические исследования в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава (Федорова тундра и Пана) и севернее Панской интрузии, реконструировали палеотемпературный режим земной

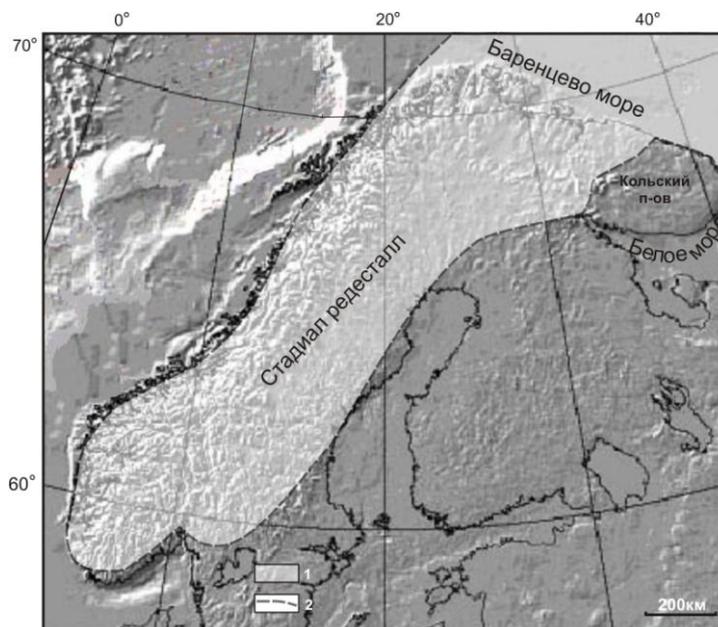


Рис. 4. Распространение оледенения в период стадияльного похолодания редесталл [Svendsen et al., 2004].

1 – площадь распространения ледника; 2 – граница ледника.

поверхности для последних 150 тысяч лет [Глазнев и др., 2004]. Полученный ими график свидетельствует, что территория расположения скважин покрывалась ледниками только в периоды московского оледенения и позднего валдая, когда температура дневной поверхности была близка к 0°C ; на протяжении раннего и среднего валдая имело место существенное переохлаждению поверхностных пород региона вследствие отсутствия здесь ледникового покрова.

Детальное изучение ледниковых отложений северной Финляндии проводилось геологической службой Финляндии. Результаты исследований опубликованы Х. Гирвасом [Hirvas, 1991]. Как отмечалось, в этой работе отложения межстадиала перяпохьяла соотносились с брёрупом, а морена, подстилающая упомянутые межстадиальные осадки (морена стадии III), должна была соответствовать предшествующему стадияльному похолоданию (хернинг), во время которого оледенение не покрывало всю северную Финляндию. В современной стратиграфической схеме морена стадии III располагается под

осадками межстадиала одераде, отвечая стадиалу редесталл. Вероятная модель распространения ледника в северной Фенноскандии в подстадию 5b приведена на рис. 5.

Направления перемещения обломочного материала ледником в этот период в северной Финляндии совместно с расположением точек наблюдения свидетельствуют о том, что ледниковый поток неизбежно должен был внедряться в Беломорскую котловину. На территории России морена под межстадиальными отложениями раннего валдая встречана в

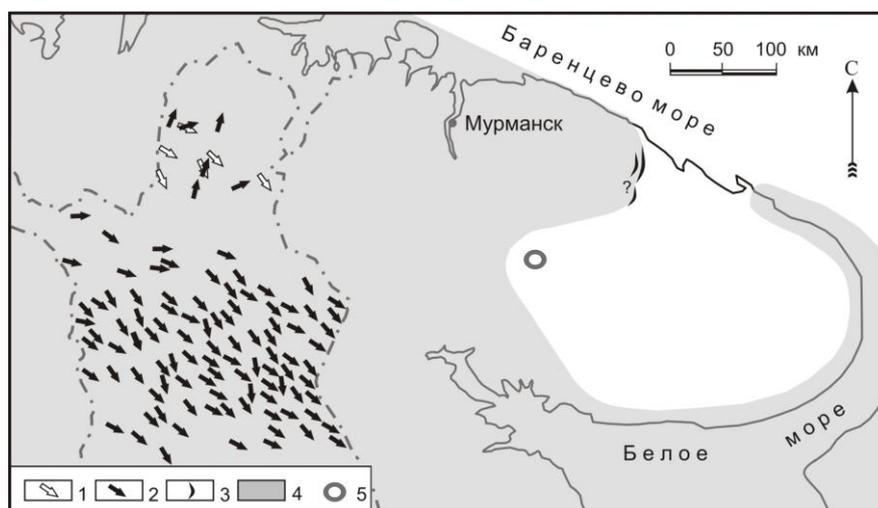


Рис. 5. Распространение покровного ледника стадии редесталл на севере Фенноскандии.

Направления движения ледника в начальную (1) и максимальную (2) стадии развития по [Hirvas, 1991]. 3 – гряды плохой сохранности, предположительно краевые образования ледника; 4 – площадь распространения ледника; 5 – район расположения глубоких скважин, в которых производились геотермические исследования [Глазнев и др., 2004].

нескольких пунктах вблизи границы с Финляндией и на южном побережье Кольского полуострова. Однако её принадлежность к стадиалу редесталл в восточной части региона остается недоказанной. Северная ветвь ледника, вероятно, не распространялась далее предполагаемых краевых гряд плохой сохранности субмеридиональной ориентировки (рис. 5). Предложенная модель объясняет развитие стрельнинской трансгрессии, размещение отложений которой показано на рис. 3. Ледниковый покров заходил и в пределы южного побережья Белого моря, поскольку там тоже присутствуют отложения ранневалдайской морской трансгрессии [Девятова, 1982].

Стрельнинские морские слои, сформировавшиеся в период межстадиального потепления (МИС 5a), с размывом залегают на ледниковых отложениях, возраст которых, как отмечалось, точно не определен, или на понойских слоях. В период максимума трансгрессии уровень моря превышал отметку в 70 м. По палеоклиматической

характеристике стрельнинские слои являются межстадиальными и палинологически вполне удовлетворительно сопоставляются с осадками межстадиала перьяпохьёла северной Финляндии [Евзеров, 2007а]. Для них методами ЭПР и ОСЛ получены датировки в диапазоне от $44,4 \pm 3,2$ до $101,9 \pm 12,2$ тыс. лет до н. в. [Корсакова, Молодьков, Колька, 2004б]. Отложения с наиболее молодыми возрастaми, встреченные в долинах рек Большой Кумжевой и Каменки по палеонтологическим данным не отличаются от осадков с более древними возрастaми.

В основании разреза отложений стрельнинской трансгрессии залегают типичные прибрежно-морские осадки. Отсутствие среди осадков начального этапа развития трансгрессии ледниково-морских образований, вероятно, связано с тем, что ледник стадии редесталл отступал с континента в Беломорскую котловину. В такой ситуации не могли сформироваться ни морской диамиктон, ни ледниково-морские глины, как это имело место при развитии микулинской и позднеплейстоцен – голоценовых трансгрессий [Grøsfjeld et al., 2006; Евзеров, 2009, 2012], предшествующие которым ледниковые покровы отступали в противоположном направлении: от морских котловин в сторону континента. В МИС 5a морские осадки ложились с размывом на разнообразные более древние отложения после дегляциации побережий Белого моря.

Стадиальному похолоданию в МИС 4 и последующему межстадиальному потеплению отвечает низкое положение уровня Мирового океана в диапазоне примерно от -50 до -70 м [Shackleton, 1987]. Границы распространения оледенения в стадию МИС 4 показаны на рис. 6. Как видим, по представлениям международного коллектива исследователей [Svendsen et al., 2004] оледенение покрывало почти весь северо-запад России и было вызвано активизацией Карско-Баренцевоморского ледникового покрова, распространяясь, соответственно, в южном направлении. Это противоречит приведенным выше геофизическим данным и не имеет никаких геологических подтверждений. В восточной части Кольского региона достоверно установлен только один горизонт валдайской морены, оставленный поздневалдайским оледенением. Относительно перемещения обломочного материала ледником в южном направлении известно следующее. А.А. Никонов [1960], обобщив материалы и мнения различных исследователей, предположил, что один из ледниковых покровов, предшествовавших последнему (поздневалдайскому), двигался именно с севера. При детальном анализе исходных данных не оказалось надежных свидетельств в пользу такой трактовки ледниковых событий. Более того, специальное изучение петрографического состава ледниковых и водно-ледниковых отложений на северо-западе Кольского региона не привело к обнаружению в галечной и

валунной фракциях обломков пород, слагающих полуострова Рыбачий и Средний, южнее коренных источников [Евзеров, Николаева, 2011]

Ранее, обсуждая материалы по валдайскому оледенению, мы предположили, что в период ранне/средневалдайского максимума оледенения (около 50 тысяч лет до н. в.) Кольский регион занимал не только Скандинавский, но и Карский покровные ледники [Евзеров, 2001б]. Основанием для такого предположения послужили материалы по эволюции Карского ледника [Svendsen et al., 1999; Kjær, Houmark-Nielsen, Larsen, 2001], и находки на побережье восточной половины Кольского полуострова валунов известняков с фауной карбона [Лаврова, 1960; Никонов, 1964], возможно принесенных туда с востока. Кроме того, в последние годы при изучении обломочного материала на Терском побережье и прилегающем к нему шельфе Белого моря были выявлены валуны и гальки массивных, органогенно-обломочных и тонкослоистых карбонатных пород, не встречающихся на Кольском полуострове, но широко распространенных в фанерозойских отложениях северо-востока Русской платформы. О.П. Корсакова с соавторами [Корсакова, Молодьков, Колька, 2004а] предполагают, что указанные обломки были принесены на полуостров Карским ледником в ранне/средневалдайское или возможно московское время. Они же выделили на Терском побережье морену и флювиогляциальные отложения ранне/средневалдайского Карского оледенения и морские осадки среднего валдая в разрезах на рр. Каменке, Чаваньге и Кумжевой. Ранее нижняя морена разреза на р. Каменке относилась к московскому оледенению, а перекрывающие её морские отложения к стрельнинским слоям. Необходимо отметить, что новые представления о наличии на юге Кольского полуострова морены Карского оледенения, сформировавшейся в МИС 4, нуждаются в дополнительном обосновании: детальном изучении петрографического состава крупнообломочного материала, слагающего морену, с целью установления направления движения оставившего её ледникового покрова. Что же касается упоминавшихся экзотических валунов, то они, скорее всего, принесены в пределы региона в период московского оледенения, поскольку в этот промежуток времени, если принять приведенные ранее высоты залегания отложений микулинского межледниковья в качестве отражения величины гляциоизостатического поднятия период, мощность ледника убывала в западном направлении.

На сегодняшний день наиболее обоснованной представляется реконструкция шведских исследователей [Kleman et al., 1997], которые существенно сократили распространение Скандинавского ледника в восточном направлении (рис. 6). Однако вполне вероятно, что названный ледниковый покров на северо - востоке занимал еще меньшую площадь. Только в таком случае становится понятным отсутствие морены этой стадии в работе Х. Гирваса [Girvas, 1991], базирующейся на выделении и непрерывном

прослеживании горизонтов морен в многочисленных выработках, пройденных экскаватором, и действующих карьерах.

В Кольском регионе морена Скандинавского ледникового покрова и перекрывающие её межстадиальные отложения, представленные субгоризонтально слоистыми супесью или суглинком и торфом, обнаружены только в окрестностях города Ковдора. Во время их

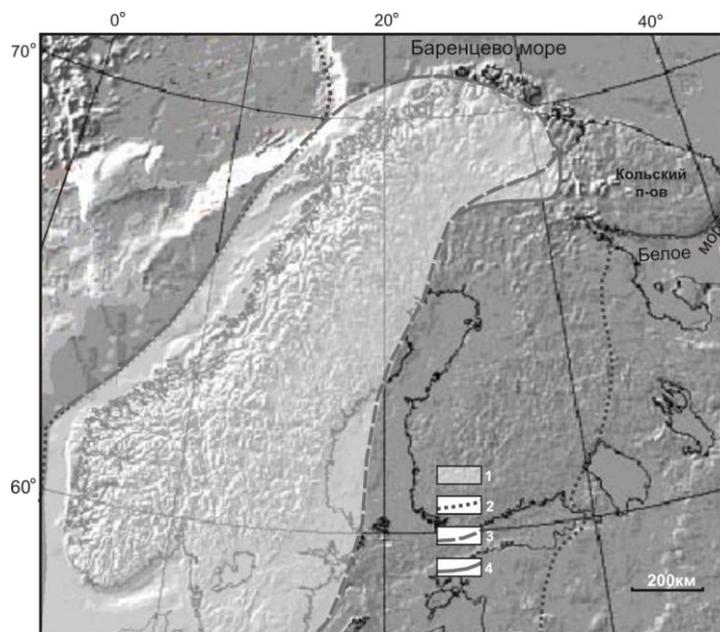


Рис. 6. Границы распространения покровного оледенения в период стадиала шалкхольц (МИС 4).

1 – площадь распространения ледника; граница ледника: 2 – по: J. Svendsen et al., 2004; 3 – по: J. Kleman et al., 1997; 4 – по: В.Я. Евзеров и С.Б. Николаева, 2011.

формирования на окружающих пространствах господствовала тундровая растительность. По геологическому положению и палинологическим данным эти межморенные образования и подстилающая их морена вполне удовлетворительно сопоставляются с мореной стадии шалкхольц и осадками межстадиала 3, обнаруженными в северной Финляндии примерно в 50 км к северо-западу от г. Ковдор [Helmens et al., 2000]. Более подробно вопрос о распространении оледенения в стадию МИС 4 рассмотрен в специальной работе [Евзеров, Николаева, 2011].

Низкое положение уровня Мирового океана и доказанное на сегодняшний день весьма ограниченное распространение оледенения в МИС 4 не позволяют предполагать, что на северо-западе России в МИС 3 могла развиваться морская трансгрессия. Что касается попыток её выделения, предпринятых О.П. Корсакова, А.Н. Молодьковым и В.В. Колькой [2004б] и М. Енсен с соавторами [Ensen et al., 2006], то они базируются

только на датировках, принимаемых указанными авторами как абсолютные и вследствие этого некорректны.

В МИС 2 развивалось покровное оледенение, занимавшее несколько меньшую площадь, чем оледенение в МИС 6, но, тем не менее, покрывавшее весь северо-запад России [Svendsen et al., 2004]. Его максимальное распространение показано на рис. 7.

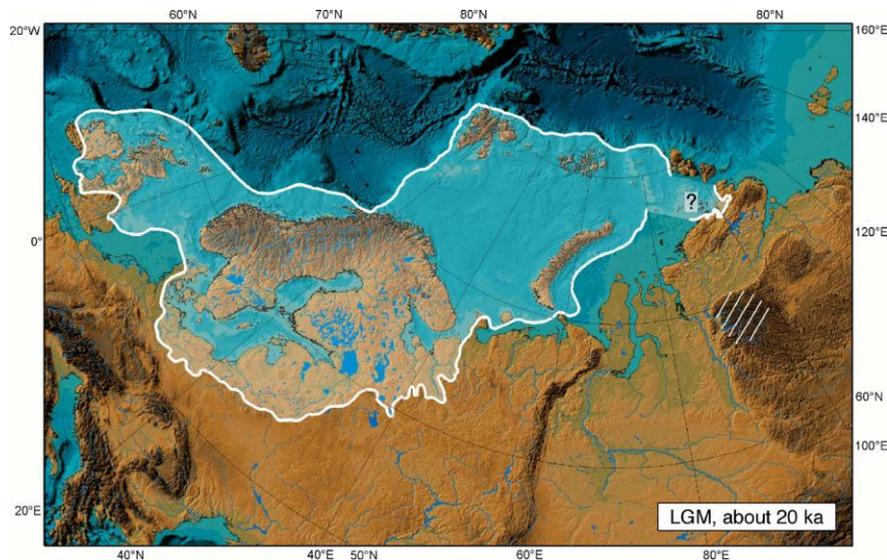


Рис. 7. Распространение позднеплейстоценового покровного оледенения на севере Европы [Svendsen et al., 2004].

Наиболее дискуссионной остается северо-восточная граница Скандинавского ледяного щита. В. Рамсей [Ramsay, 1898] считал, что последний ледниковый покров на Кольском полуострове не распространялся восточнее р. Вороньей и севернее р. Поной (исключая его приустьевую часть). Восточную границу ледника он проводил немного западнее р. Кулой, отмечая, что реки Кулой и Мезень не формируют дельт и что в северной части Горла Белого моря (вблизи устья р. Поной) и в южной части Воронки Белого моря (остров Моржовец) нет следов поздне- или послеледникового поднятия. Перечисленные факты, по его мнению, свидетельствуют о близком расположении края Скандинавского ледникового покрова к этим районам. В более поздней работе В. Рамсей [Ramsay, 1904] рассматривал в качестве краевых образований последнего ледникового покрова Шомоховские сопки, находящиеся в средней части западного побережья полуострова Канина, и допускал возможность проникновения поздневалдайского покровного ледника восточнее устья р. Мезень.

Представления В. Рамсея о границе поздневалдайского ледяного щита на Кольском полуострове почти без изменений восприняли А.А. Никонов [1965] и Н.И. Апухтин [1978], опустив южную границу распространения щита восточнее р. Вороньей к югу и совместив ее с краевыми грядами Кейвы II (номенклатура М.А. Лавровой [1960]). Они считали, что в

период последнего оледенения восточная часть полуострова была почти полностью свободна ото льда. По мнению же Н.Н. Арманд [1965], это пространство, свободное ото льда, занимал автономный Понойский щит. Точка зрения Н.Н. Арманд разделяется Ё. Ниемеля с соавторами [Quaternary deposits...,1993]. В. Рамсей [89], М.А. Лаврова [1960] и М. Пункари [Punkari, 1982, 1985, 1995, 1996a,b] находят на Кольском полуострове следы только Скандинавского ледяного щита. К такому же мнению склоняется и автор работы, отдавая себе отчет в необходимости дальнейших углубленных исследований. М.Г. Гросвальд [1996], напротив, реконструирует последриасовую (≤ 10 тысяч лет до н. в.) трансгрессию мощных льдов Карского щита с Баренцева шельфа на Кольский полуостров. Принципиально различающиеся представления М.Г. Гросвальда [1996], А.А. Никонова [1965], Н.Н. Арманд [1965] и М.А. Лавровой [1960] о границах распространения ледяных щитов позднего валдая в восточной части Кольского полуострова приведены на рис. 8.

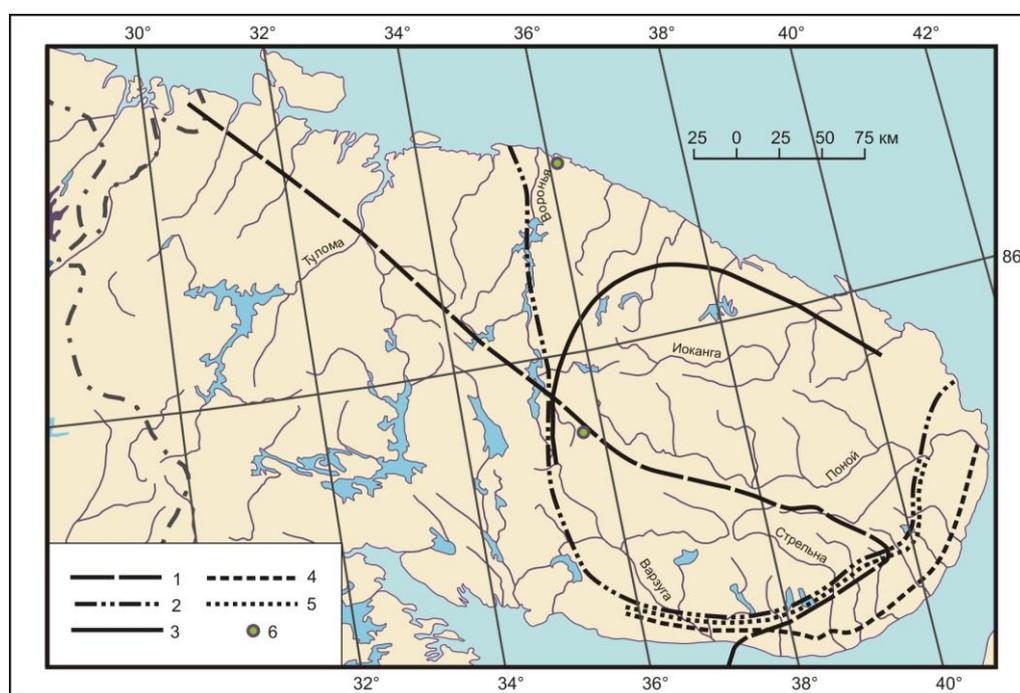


Рис. 8. Положение границ распространения ледяных щитов позднего валдая на Кольском полуострове.

Границы распространения ледяных щитов: 1 – Карского ≤ 10 тыс. лет назад [Grosswald, 1993; Гросвальд, 1996]; 2 – Скандинавского в максимум распространения [Никонов, 1965]; 3 – Понойского автономного [Арманд, 1965]; 4-5 – Скандинавского в стадии Кейва I (4) и Кейва II (5) [Лаврова, 1960]; 6 – местоположения изученных дальнезеленецкого и киевейского разрезов отложений озерных котловин.

К настоящему времени получены доказательства того, что восточная часть Кольского полуострова в позднем валдае покрывалась ледником. Об этом свидетельствует

присутствие в основаниях разрезов морских и озерных осадков, частично заполняющих озерные котловины в окрестностях пос. Дальние Зеленцы и в районе Панских тундр (склон горы Киевей), только отложений аллерёда и позднего дриаса [Snyder et al., 1996, 1997, 2000; Евзеров, Хомутова, Мёллер, 1997]. В упомянутых разрезах полностью отсутствуют осадки микулинского межледниковья или более молодых межстадиалов, которые неизбежно были бы в их основании, если бы восточная часть Кольского полуострова не покрывалась поздневалдайским ледником. Приведенные материалы по строению и возрасту отложений озерных котловин однозначно свидетельствуют, и о том, что выделяемая М.Г. Гросвальдом [1993, 1996] последриасовая (≤ 10 тыс. лет назад) трансгрессия льда с Баренцева шельфа на Кольский полуостров не имела места.

Реконструкция северо-восточной фланга поздневалдайского Скандинавского ледникового покрова с учетом всем имеющихся материалов выполнена автором совместно с Ю.Г. Самойловичем. Она приведена на рис. 9 и подробно изложена в специальной работе [Евзеров, Самойлович, 1998].

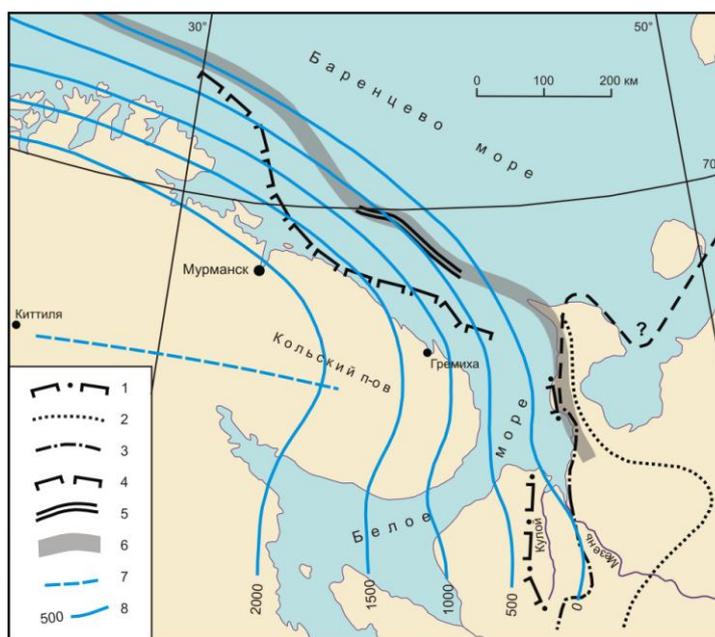


Рис. 9. Схема реконструкции северо-восточной окраины Скандинавского покровного ледника (СПЛ) в период максимального распространения ледяного щита второй стадии валдайского (вейхзельского) оледенения.

Граница распространения: 1 – СПЛ на восток по В. Рамсею [Ramsay, 1898, 1904]; 2 – то же по А.А. Асееву [1974]; 3 – подводных гряд предположительно моренного генезиса на шельфе Мурманска; 4 – обломков пород Мурманского берега, принимаемая в качестве края СПЛ на шельфе; 5 – СПЛ по предлагаемой модели. Прочие обозначения: 6 – линия ледораздела Кольской ледниковой лопасти СПЛ; 7 – изогипсы поверхности ледника (высоты над современным уровнем моря в метрах).

Сложившиеся представления различных ученых о структуре и динамике рассматриваемого ледяного щита в Кольском регионе приведены в специальной работе [Матишов, 1976]. Для реконструкции направлений движения материковых льдов первостепенное значение имеют результаты изучения состава содержащихся в морене галек и валунов и их ориентировки, а также сведения об ориентировке ледниковых шрамов, друмлинов и флют, относящихся, как подчеркнул Я. Лундквист [Lundqvist, 1990], к последним стадиям движения льда на заключительных этапах оледенения. Наибольший интерес представляют данные о распространении валунов кристаллических пород, которые достаточно редки в регионе или крупной его части, занимают ограниченные площади и сравнительно легко диагностируются. К числу таких пород на северо-западе Балтийского щита относятся базальты и филлиты Печенгской серии, грейзенизированные плагиомикроклиновые мусковит-биотитовые граниты массива Юовв-оайв, щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес, нефелиновые сиениты Хибинского и Ловозерского плутонов, жилы с амазонитом Канозерского массива щелочных гранитов и кианитовые сланцы Кейвского сланцевого комплекса. Расположение этих пород и отторгнутых от них ледниковых валунов аналогичного состава показано на рис. 10.

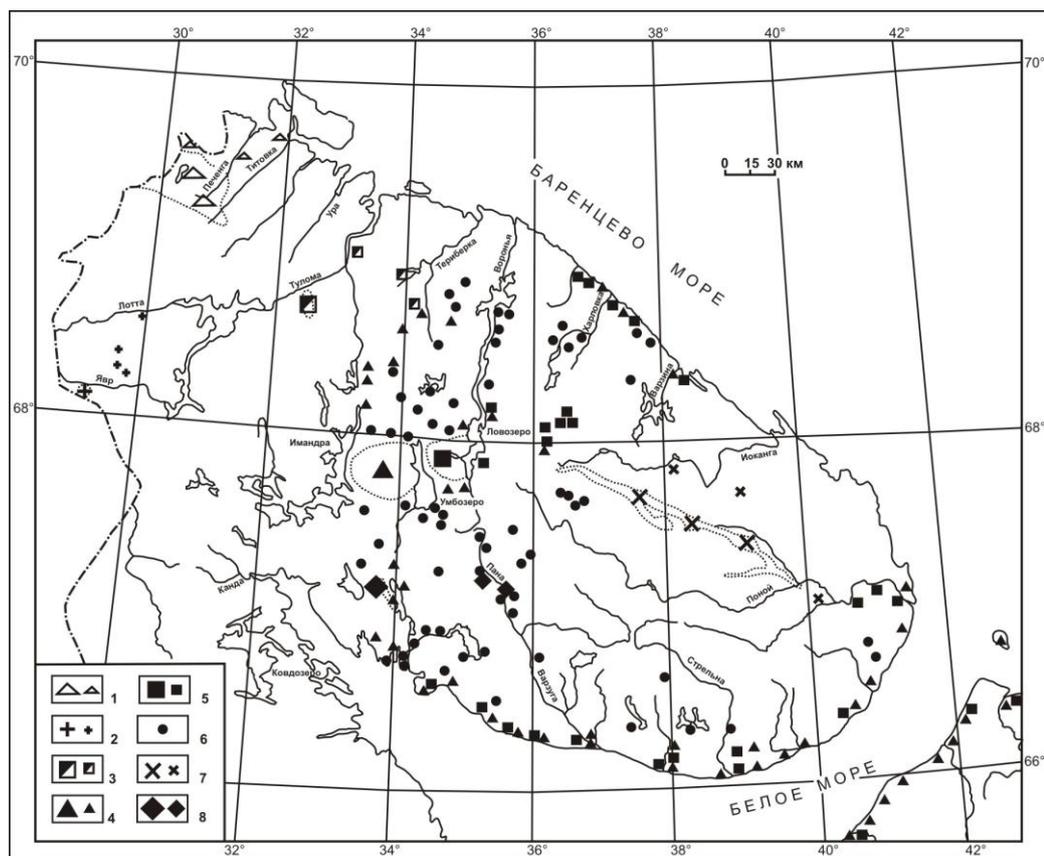


Рис. 10. Схема распространения некоторых типов пород кристаллического фундамента и их обломков в ледниковых отложениях Кольского региона.

Породы фундамента и ледниковые валуны (соответственно крупные и мелкие значки): 1 – базальты и филлиты печенгской серии; 2 – грейзенизированные плагиоминоклиновые мусковит-биотитовые граниты массива Юовв-оайв; 3 – щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес; 4 – нефелиновые сиениты Хибинского плутона; 5 – нефелиновые сиениты Ловозерского плутона; 6 – валуны Хибинского и Ловозерского плутонов без разделения; 7 – кианитовые сланцы кейвского сланцевого комплекса; 8 – кварц-миноклиновые жилы с амазонитом Канозерского массива (данные А.К. Шпаченко и А.В. Чернявского).

Ранее исследователи полагали, что распространение валунов габбро, норитов, перидотитов, габбро-лабрадоритов, доломитов и ряда других тоже может свидетельствовать о направлениях их перемещения ледником от коренных источников [Лаврова, 1960 и др.]. Однако тематические и геолого-съёмочные работы последних десятилетий показали, что перечисленные породы очень широко развиты в кристаллическом фундаменте региона. На этом основании они исключены из рассмотрения.

Анализ схемы, приведенной на рис. 10, позволяет составить вполне определенное представление о направлениях перемещения валунов от коренных источников. Так, в западной части региона валуны базальтов и филлитов печенгской серии обнаружены севернее и северо-восточнее места их коренного залегания. К северо-востоку от коренного источника перемещены валуны грейзенизированного гранита. Распространение валунов щелочных гранитов не только северо-восточнее, но и восточнее массива Гремяха-Вырмес дало основание А.А. Полканову [1937] предположить, что во время максимума последнего оледенения потоки льда в этом районе имели почти широтное направление. В центральной и восточной частях Кольского полуострова особого внимания заслуживают валуны нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского плутонов. Большая часть данных об их распространении получена В. Рамсеем [Ramsay, 1898, 1912]; в меньшем объеме эти сведения содержатся в работах А.А. Полканова [1937], М.А. Лавровой [1960], А.Д. Арманда, Н.Н. Арманд, В.Г. Гаскельберга [1964] и В.Я. Евзерова. К сожалению, не все исследователи устанавливали принадлежность валунов к породам того или иного из названных плутонов. Тем не менее, по имеющимся сведениям можно полагать, что к северу и югу от Хибинского плутона встречаются характерные именно для него валуны нефелиновых сиенитов; западнее плутона они не обнаружены. Валуны пород обоих плутонов образуют широкие шлейфы, протягивающиеся в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. Северный шлейф прослежен до побережья Баренцева моря между приустьевыми участками рек Рынды и Варзины поблизости от предполагаемых

краевых образований ледника в МИС 5b (см. рис. 5). Восточнее плутонов валуны встречаются на удалении не более 70-75 км. Южный шлейф протягивается к побережью Кандалакшской губы и далее на восток и северо-восток вдоль южного и юго-восточного побережий Кольского полуострова вплоть до р. Поной в нижнем течении. Валуны нефелиновых сиенитов распространены также на юго-восточном побережье Горла Белого моря. Необходимо отметить, что они до сих пор не обнаружены в пределах площади, охватывающей внутреннюю область и север восточной части Кольского полуострова. Вместе с тем минералы, характерные для пород Ловозерского плутона еще встречаются в морене в 100 км к востоку от него [Евзеров, Рубинраут, 1976]. Крупные обломки жил с амазонитом установлены восточнее Канозерского массива щелочных гранитов. Что же касается обнаруженных на востоке полуострова валунов кианитовых сланцев, располагающихся севернее, восточнее и южнее мест коренного залегания пород аналогичного состава, то они не позволяют надежно реконструировать направления перемещения материковых льдов вследствие значительной протяженности коренных выходов.

Распространение и ориентировка друмлинов и флют исследовались на всей площади региона, тогда как ориентировка ледниковых шрамов изучалась главным образом вдоль дорог и на побережье Кольского полуострова. Полученные материалы обобщены на схеме, составленной по материалам различных исследователей (рис. 11).

Картина распространения указанных образований в совокупности со сведениями о направлениях перемещения льда в северной Финляндии [Hirvas, Kujansuu, Tynni, 1976; Hirvas, 1991] свидетельствует о следующем. Главный ледораздел на западе у государственной границы занимал полосу шириной порядка 50 км, южная граница которой примерно совпадала с местом пересечения границы р. Тумчей (около $67^{\circ}20'$ с. ш.). Далее к востоку-юго-востоку ледораздельная полоса постепенно сужается до 10-15 км. Она отчетливо прослеживается до южных предгорий Хибин, где поворачивает к северо-востоку, располагаясь вдоль р. Умбы. Судя по ориентировке друмлинов, ледниковых шрамов и флют, севернее главного ледораздела лед двигался главным образом в северо-восточном, а южнее – в юго-восточном направлениях. Южнее оз. Умбозеро отчетливо видно, что лед огибал территорию, занятую островной возвышенностью. Конечно, имеются и отклонения от указанных генеральных направлений ориентировки, и обусловлены они, скорее всего, влиянием рельефа ложа на перемещение льда в заключительные этапы существования покровного ледника, когда его мощность была уже сравнительно небольшой.

В восточной части Кольского полуострова положение ледораздела для массива льда, занимающего почти всю эту территорию севернее гряды Кейвы II (по М.А.Лавровой

[1960]), можно наметить только по рельефу. Весьма вероятно, что он тяготеет к возвышенности Кейвы, протянувшейся с северо-запада на восток-юго-восток от верховьев р. Поной к месту впадения в неё слева р. Ачерйок. В этой части региона установлена только одна полоса распространения друмлинов северо-восточной ориентировки, прослеживающаяся от северной части оз. Ловозеро до междуречья Харловки и Варзины.

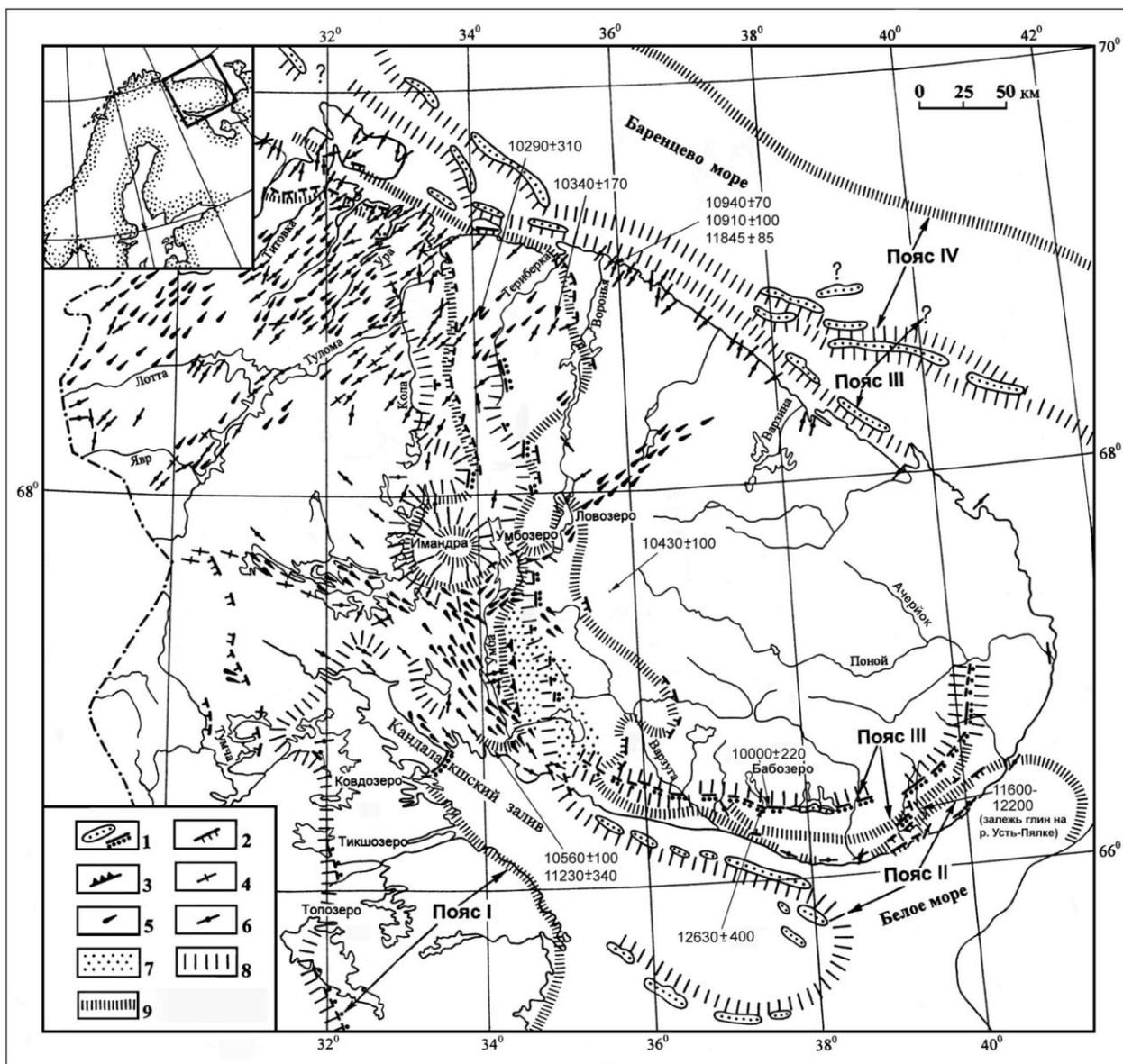


Рис. 11. Схема распространения ледниковых образований Кольского региона.

1 – гряда краевая и межлопастная напорно-насыпной морены; 2 – гряда напорной морены; 3 – маргинальный уступ; 4 – флюта; 5 – друмлинов; 6 – ледниковый шрам; 7 – островная возвышенность; 8 – положение края ледника (или отдельной лопасти) при формировании насыпных конечно-моренных гряд внутренней полосы маргинального пояса в период межстадиального потепления; 9 - то же при образовании напорных конечно-моренных гряд внешней полосы маргинального пояса в период стадиального похолодания.

В центральной части схемы замкнутые и полузамкнутые контуры, отражающие положение края льда в различные этапы эволюции ледника (условные обозначения 8 и 9), приурочены к Хибинскому (на западе) и Ловозерскому горным массивам.

Схема составлена по материалам В. Рамсея [Ramsay, 1898], А.А. Полканова [1937], М.А. Лавровой [1960], А.А. Никонова [1964], В.Я. Евзерова и Ю.Г. Самойловича [1989], В.Я. Евзерова и С.Б. Николаевой [2000]

Аналогично ориентированы ледниковые шрамы на побережьях Баренцева и Воронки Белого морей. На северном побережье Белого моря вплоть до границы Горла и Воронки почти все наблюдавшиеся ледниковые шрамы субпараллельны современной береговой линии; только один шрам, расположенный у гряды Кейвы II восточнее р. Варзуги, ориентирован к юго-востоку. Таким образом, севернее ледораздела основного массива льда, занимающего рассматриваемую часть региона, лед двигался к северо-востоку, а южнее – к юго-востоку. Южнее и юго-восточнее этого массива льда отчетливо выделяется Беломорская ледяная лопасть, в северной части которой лед перемещался вдоль побережья полуострова. Кейва II располагается на контакте Беломорской лопасти с основным массивом льда полуострова.

По результатам изучения различными методами ледяных кернов Гренландии, а также ледниково-морских, озерных и глубоководных морских отложений на побережье и вблизи побережья Норвегии установлено следующее. Последний ледниковый покров достиг максимального распространения 18-20 тысяч лет до н. в. Его наступление и деградация протекали в условиях циклических климатических изменений различного ранга [Alm, 1993; Alm, Vorren, 1993; Dansgaard, White, Johnsen, 1989; Johnsen et al., 1992; Lehman, Keigwin, 1992]. Каждый цикл продолжительностью от 500 до 2000 лет включал сравнительно быстрое потепление и сменяющее его постепенное или ступенчатое похолодание. Мы предлагаем ввести понятие пояса краевых образований как совокупности форм рельефа и отложений, возникших на протяжении одного межстадиально - стадийного климатического цикла у края активного льда.

На рассматриваемой территории реконструировано четыре таких пояса (см. рис. 11). Три из них (I-III) образовались при деградации поздневалдайского ледникового покрова и представляют интерес как источник значительных скоплений строительных материалов - песка и песчано-гравийных смесей. Деградация последнего покровного ледника протекала в два этапа. В первый этап имела место фронтально-ареальная дегляциация. На этом этапе в периоды межстадиальных потеплений в Кольском регионе происходило отчленение от основного массива льда огромных периферических областей ледникового покрова [Yevzerov, 1998]. В течение этих же периодов край динамически активного льда при

благоприятных геоморфологических условиях контактировал с возникавшими или уже существовавшими в это время приледниковыми водными бассейнами. Высокая теплоёмкость воды приводила к быстрому совмещению ледяного берега с линией нулевого баланса масс ледника и длительному сохранению его довольно стабильного положения. Вследствие этого создавались условия для накопления у крутого ледяного берега мощных толщ флювиогляциальных осадков. Впоследствии, при полном освобождении территории ото льда, эти толщи проявлялись в рельефе в виде гряд насыпных краевых образований, так называемых маргинальных озв.

Край активного льда в Кольском регионе не удалялся сколько-нибудь значительно от области накопления предкраевых толщ флювиогляциальных осадков. Его отступление составляло менее 1 км [Yevzerov, 1993; Евзеров, 1996а,б]. Незначительное проявление фронтальной дегляциации подтверждается отсутствием озерно-ледниковых осадков в основании всех изученных нами разрезов отложений озерных котловин центральной и восточной частей Кольского полуострова [Евзеров, 1996а,б; Евзеров, Хомутова, Мёллер, 1997]. Оно несомненно является следствием суровых климатических условий, в которых протекала дегляциация региона. В позднем валдае, на протяжении которого климат в окрестностях ледникового покрова повсеместно был холоднее современного [Behre, 1989; Alm, Vorren, 1993], на Кольском полуострове он, очевидно, отвечал наименее суровому арктическому. Во время стадийных похолоданий ледник, наступая, в той или иной степени деформировал гряды насыпных краевых образований, если таковые оказывались на пути перемещения льда. При максимальном распространении ледника в каждую из стадий он образовывал перед своим краем главным образом гряды напорных морен, если поверхность ледникового ложа была наклонена в направлении перемещения льда. Если же ложе было наклонено навстречу движению льда, то перед его краем возникало приледниковое озеро и наряду с напорными грядами формировались флювиогляциальные дельты [Yevzerov, 1993; Евзеров, 1996а]. Следует оговориться, что гряда Терских Кейв, образующая южную ветвь пояса III, начала формироваться между двумя лопастями льда, а затем проявилась как краевое образование лопасти, занимающей значительную часть Кольского полуострова.

Судя по результатам палеогеографических исследований, формирование пояса III происходило в связи с потеплением, имевшим место между 14 700 и 16 100 лет до н. в., и последующим похолоданием в интервале от ~14 700 до 13 400 - 12 900 лет до н. в. [Евзеров, Николаева, 2000; Alm, Vorren, 1993; Lehman, Keigwin, 1992]. Приведенные возрастные оценки косвенно подтверждаются радиоуглеродной датировкой донных осадков оз. Бабозеро (рис.11). Она составляет 12630 ± 400 лет до н. в. и свидетельствует, что накопление

органики в оз. Бабозеро началось в период потепления, сменившего упомянутое похолодание. Образование маргинальных поясов II и I отвечает, соответственно, климатическим ритмам бёллинг (около 13000 лет до н. в.) – средний дриас (около 12500 лет до н. в.) и аллерёд (примерно 11800-11000 лет до н. в.) – поздний дриас (~11000-10000 лет до н. в.). Гряды внешней полосы пояса I являются непосредственным продолжением краевой зоны Тромсё-Линген Норвегии, имеющей возраст 10-11 тыс. лет до н. в. [Andersen, 1979]. На образование гряд внешней полосы пояса II в период среднего дриаса указывают результаты датирования палеомагнитным методом залежи озерно-ледниковых глин, накопившихся в среднем дриасе и начале аллерёда перед фронтом наступившего ледника в долине р. Усть-Пялки (рис.11). Необходимо отметить, что периферический ледниковый покров, отчленившийся от основного массива льда в бёллинге (внутренняя полоса пояса II), окончательно исчез, судя по приведенным на рис. 1 датировкам начального этапа накопления органики в озерах, не ранее конца аллерёда. Иными словами, его таяние охватило два периода потепления. Отдельные линзы льда могли сохраняться в течение весьма продолжительного времени. Так, различие возраста начального этапа накопления органики в озерах, расположенных в непосредственной близости друг к другу, превышает 2 тыс. лет (рис.11, датировка по осадкам Бабозера и соседнего небольшого озера). Таким образом, фронтально-ареальная (преимущественно ареальная) дегляциация в пределах Кольского региона происходила на протяжении промежутка времени от начала деградации ледникового покрова вплоть до последнего межстадиального потепления в аллерёде, и освобождение ото льда восточной и центральной частей региона продолжалось в течение более 4 тыс. лет. В заключительный этап деградации поздневалдайского ледяного щита, охватывающий промежуток времени между поздним дриасом и началом бореала (около 9.5 тыс. лет назад), монолитное тело ледника было расчленено протяженными морскими заливами. В эти заливы устремились потоки талых ледниковых вод, формируя многочисленные флювиогляциальные дельты, с которыми, как правило, сопряжены залежи ледниково-морских глин. Таяние остатков поздневалдайского ледникового покрова происходило на протяжении примерно 2 тысяч лет.

2.3. Поздний плейстоцен-голоцен

Рассмотрение завершающего этапа геологической истории региона, в течение которого сформировались многочисленные терригенные и органические образования и в конечном итоге северо-восточная часть Балтийского щита приобрела современный вид, целесообразно начать с позднего плейстоцена. Именно в этот период наряду с завершением истории оледенений региона, стартовала первая гляциоэвстатическая морская трансгрессия,

охватившая побережья Мурмана и Белого моря, появилась растительность и начала накапливаться органика в озерных котловинах.

Зональная стратиграфическая схема верхнеплейстоцен-голоценовых отложений Северной Европы приведена в обстоятельной статье А. Ю. Шараповой [2005]. Согласно этой схеме в позднем плейстоцене от древних подразделений к молодым выделяются ранний дриас, бёллинг, средний дриас, аллерёд и поздний дриас, а в голоцене – пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды. Я. Мангеруд с соавторами [Mangerud et al., 1974] обобщив результаты спорово-пыльцевых исследований торфяников южной Норвегии, Дании, южной Швеции, южной Финляндии, предложили усредненную хронометрическую схему верхнеплейстоцен-голоценовых отложений для южной Скандинавии. Первое позднеледниковое потепление – беллинг – датировано им приблизительно в 13000 лет до н. в. Позднее была разработана схема стратиграфии отложений северной Фенноскандии [Шарапова, 2005]. Обе схемы приведены в таблице 3. Небольшие различия в оценке возраста границ хронозон могут быть вызваны как погрешностями радиоуглеродного метода, так и разной скоростью миграции растений.

Таблица 3

Периоды позднего плейстоцена – голоцена и примерные оценки радиоуглеродного возраста (лет до н. в.) их границ

Хронозоны	Южная Скандинавия [Mangerud et al., 1974]	Северная Фенноскандия [Шарапова, 2005]
Субатлантическая		
Суббореальная	2500	2300
Атлантическая	5000	5200
Бореальная	8000	8200
Пребореальная	9000	9000
Поздний дриас	10300	10000
Аллеред	11000	
Средний дриас	11800	
Бёллинг	12000	
Ранний дриас		

В Баренцевом море в его юго-восточной части шельф освободился ото льда около 13000 лет назад [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996], в то время, когда уровень поступления атлантических вод в Норвежское море приблизился к таковому в период земского межледниковья [Lehman, Keigwin, 1992], и эти теплые воды Атлантики

несомненно проникли и в Баренцево море. В бёллинге¹ частично освободились ото льда побережья полуостровов Рыбачьего и Среднего, а в конце аллерёда – обширная территория Кольского полуострова. В итоге в депрессиях рельефа сформировались озера и появилась наземная растительность. Об этом свидетельствуют характерные для аллерёда спорово-пыльцевые спектры, установленные в морских отложениях на побережье Дальнезеленецкой губы [Кошечкин и др., 1971] и в озерных осадках вблизи пос. Дальние Зеленцы [Евзеров, Хомутова, Мёллер, 1997]. Во время последующего похолодания позднего дриаса значительные пространства Кольского полуострова занимала тундровая кустарничковая растительность [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000].

Что касается потепления в бёллинге, то в это время на побережьях полуостровов Рыбачьего и Среднего накопились крупнообломочные и грубозернистые морские осадки, которые палеонтологически не изучались. В этот период началась первая гляциоэвстатическая морская трансгрессия, продолжавшаяся и в аллерёде. Морские воды проникали на континент по мере его дегляциации в связи с тем, что континент располагался ниже по отношению к уровню Мирового океана, чем теперь. Еще два трансгрессивных перемещения береговой линии моря небольшой амплитуды имели место в пределах ограниченных площадей в позднем дриасе и в голоцене [Евзеров, 2012а]. Отложения позднеплейстоценовых трансгрессий достигают наиболее высоких отметок в западной части региона. В восточном направлении высоты залегания этих осадков снижаются. Поскольку современные отметки распространения указанных морских отложений являются следствием гляциоизостатического поднятия территории, можно определенно утверждать, что мощность поздневалдайского ледникового покрова тоже убывала в восточном направлении. Установлено, что наиболее совершенная дифференциация обломочного материала на отмелых морских побережьях происходит до сих пор, начиная с конца голоцена.

Климат региона в голоцене реконструировался различными методами. Его количественные характеристики восстанавливались по результатам изучения остатков хирономид, пыльцы и спор наземных растений [Елина и др., 1995; Ильяшук, Ильяшук, Хаммарлунд, 2007], а качественная оценка была впервые получена по материалам исследования прибрежно-морских образований [Møller et al., 2002]. Мы сконцентрируем внимание на рассмотрении результатов, полученных на палеонтологической основе и приведенных на рис. 12. Анализ графиков показывает, что климат многократно изменялся: чередовались потепления и похолодания. Значительно больше изменений зафиксировано

¹В бёллинге началось накопление органики в котловине оз. Бабозера в южной части Кольского полуострова.

по палинологии, чем по материалам изучения хирономид. Упомянутые качественные оценки климатической обстановки, как и спорово-пыльцевые данные, свидетельствуют о многократных изменениях климата [Møller et al., 2002]. Судя по графикам (рис. 12 Б), наиболее значительное потепление имело место в атлантический период, несколько меньшее по амплитуде – в суббореале. Повышениям температур, как правило, сопутствовало и увеличение количества осадков.

С климатическими изменениями тесно связаны развитие растительности, формирование осадков в озерах и торфонакопление. Более подробные сведения по этому

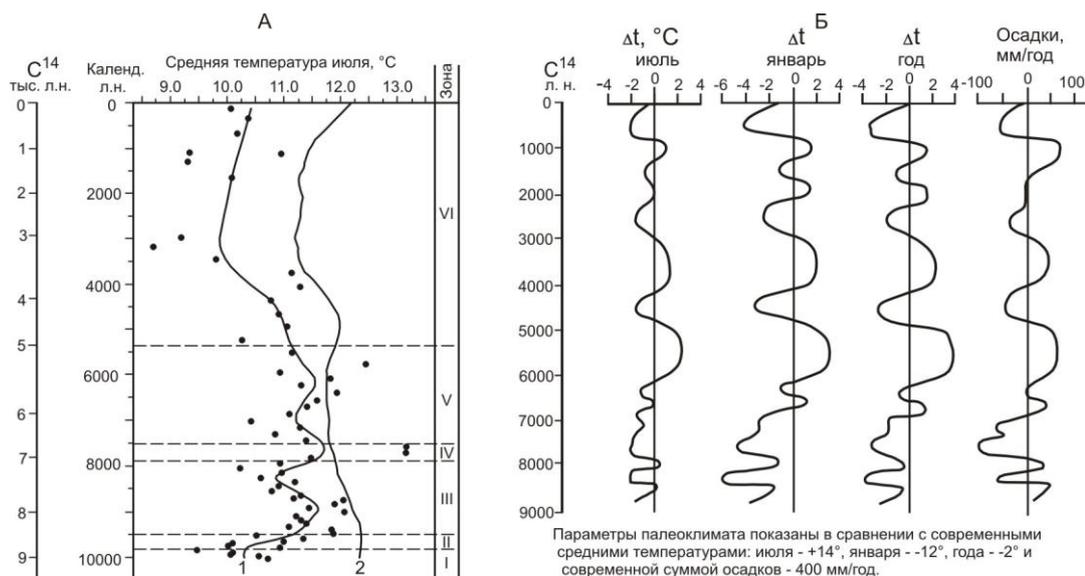


Рис. 12. Реконструкции климатических показателей голоцена по материалам изучения хирономид (А) и спорово-пыльцевых спектров (Б) [Елина и др., 1995; Ильяшук, Ильяшук, Хаммарлунд, 2007].

А: 1 – озеро Купальное в предгорьях Хибин, 2 – оз. Беркут на Беломорском побережье Кольского полуострова. Б: бугристое топяное болото в севернее Ловозерских тундр (68° с. ш. и 35° в. д.).

вопросу приведены ниже во второй части монографии при характеристике органогенных месторождений. Климат, несомненно, влиял и на рельеф, но это выходит за рамки настоящей работы.

ЧАСТЬ II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЫХЛОМ ПОКРОВЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В рыхлом покрове, лежащем на кристаллических породах Балтийского щита, обнаружены месторождения разнообразных полезных ископаемых. Это каолины, гипергенные фосфаты, гидрофлогопит, вермикулит, строительные материалы (песок, гравий, легкоплавкие глины), россыпи редких металлов, сапропели, торфяники и др. В данном разделе подробно рассмотрены имеющиеся сведения о месторождениях с целью определения перспектив расширения их арсенала в рыхлом покрове.

Глава 1

Месторождения в каолиновой коре выветривания

Каолиновое сырье, связанное с корами выветривания, представляет практический интерес, как для производства керамики, так и в качестве наполнителя или пигмента при изготовлении высококачественной бумаги. В последние годы поискам месторождений каолина на Балтийском щите уделяется большое внимание. Так, на карте Финляндии до 1998 г. было указано, по существу, одно промышленное месторождение каолина - Виртасалми - на юге страны. В период же с 1998 по 2005 г.г. в северо-восточной части Финляндии, непосредственно граничащей с Кольским регионом, найдено более 20 месторождений каолина, последнее из которых – Виттаянка - обнаружено в 2003-2004 гг. в 5 км от финско-российской границы [Lintinen, Al-Ami, 2005; Lohva, Lehtimäki, 2005].

В Кольском регионе встречаются два типа залежей каолина: элювиальные, сохранившие реликтовые текстуры материнских пород, и делювиальные, образовавшиеся в результате переотложения материала из верхних частей элювиальных каолинов. И те и другие перекрыты четвертичными отложениями. Элювиальные каолины развиты в зонах, длина которых варьирует от 100 м до 2.5 км, а ширина от нескольких метров до первых сотен метров. Их мощность изменяется обычно от 2 до 30 м. По предварительным данным запасы каолина в отдельной залежи не превышают 5 миллионов тонн [Лихачев, 1972]. Наиболее крупные месторождения обнаружены в северных предгорьях Ловозерских тундр и на Прихибинской равнине к югу от Хибинского горного массива. Мелкие проявления известны в районе Больших и Малых Кейв, сланцев серии имандра-варзуга, на восточном склоне горы Озерная варака и в других местах [Афанасьев, 1977]. Они большей частью приурочены к зонам дизъюнктивных дислокаций. В окрестностях Ловозерских тундр, например, каолины локализованы в зоне разлома, протянувшегося субширотно вдоль контакта плутона нефелиновых сиенитов с вмещающими гнейсами, как показано на

рисунке 13 А. К зонам разломов тяготеют залежи каолинов и на Прихибинской равнине. Они повсеместно представлены нижней (гидрослюдисто-каолиновой) частью каолиновой зоны коры выветривания. Рис. 13 Б иллюстрирует типичный разрез наиболее крупной из известных залежей. В этой залежи содержание частиц размером менее 0.05 мм составляет более 58%; главными глинистыми минералами являются гидрослюды и каолинит. Концентрация этих минералов возрастает вверх по разрезу, и в верхней части залежи они становятся доминирующими. В песчаной фракции превалирует кварц (80-96%), в небольших количествах присутствует гидробиотит. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит и ильменит (около 1.5%).

Элювиальные каолины Кольского региона характеризуются высоким содержанием красящих оксидов, особенно железа, вследствие чего не могут быть использованы при производстве бумаги. Результаты технологических исследований показали, что каолины пригодны для изготовления цветной облицовочной плитки и дренажных труб [Лихачев, 1972]. Делювиальные каолины сформировались преимущественно в четвертичный период в результате переотложения элювиальных каолинов. Их залежи невелики по масштабам и содержат в своем составе значительное количество инородного материала. Коммерческий интерес они могут представить лишь в исключительных случаях.

В Кольском регионе наряду с линейной каолиновой распространена и линейная сунгулитовая кора выветривания. Она формировалась в то же время, что и каолиновая, но в

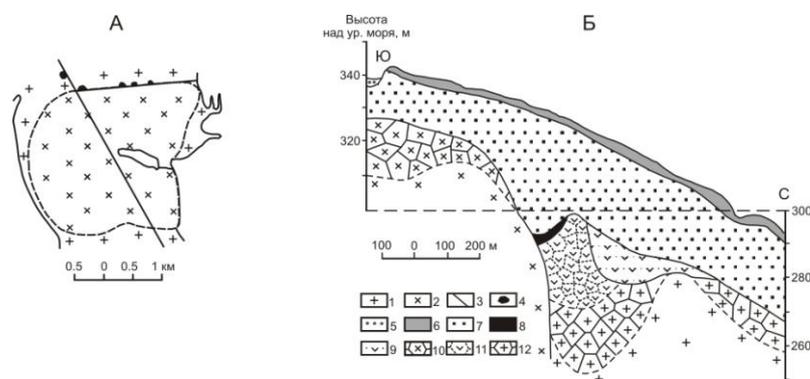


Рис. 13. Расположение залежей каолинов в северных предгорьях Ловозерских тундр (А) и типичный разрез одной из этих залежей (Б) (приводится по: [Лихачев, Афанасьев, 1969] с изменениями).

А: 1 – гнейсы и гранито-гнейсы; 2 – нефелиновые сиениты; 3- разломы; 4 – залежи первичных каолинов. Б: 5 – современный аллювий; 6 – ледниковые отложения; 7 – четвертичные отложения различного генезиса (лопаритовая полигенетическая россыпь); 8 – делювиально-пролювиальные отложения неогена; 9 – неоген-четвертичный делювий каолиновой коры выветривания; 10 – зона дезинтеграции нефелиновых сиенитов; 11 –

гидрослюдисто-каолиновая зона коры выветривания; 12 – зоны гидрослюдистая и дезинтеграции гнейсов и гранито-гнейсов.

специфической геохимической обстановке на породах ультраосновных-щелочных массивов, таких как Ковдорский, Вуориярвинский и др. Залежи элювиальных сунгулитов достигают 2.5 км в длину, 800 м в ширину и имеют мощность до 100 м. Наиболее крупная из них обнаружена в Ковдорском массиве. Она показана на рис. 14. Переход от сунгулитизированных пород к неизмененным породам имеет место в тонкой зоне дезинтеграции. Преобладающим минералом в линейных корах является сунгулит. Продукты сунгулитового выветривания, как и каолинового, характеризуются высокими содержаниями оксида железа (около 10%). Их технологические испытания не проводились.

В Ковдорском, Вуориярвинском и Африкандском массивах ультраосновных-щелочных пород обнаружены гипергенные фосфаты. Они приурочены к зонам дробления кальцит-апатит-магнетитовых руд, пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов. Месторождение с небольшими запасами P_2O_5 установлено только в юго-западной части Ковдорского массива. По данным Ковдорской геологоразведочной партии апатито-франколитовые руды развиты на кальцитовых карбонатитах. В соответствии с залеганием даек карбонатитов и системой радиальных тектонических нарушений они образуют в плане сложное концентрическое тело с разветвлениями и раздувами, как показано на рис.14. Наиболее крупные рудные залежи локализованы в карстовых воронках; рудоносные жилы в зонах тектонических нарушений прослеживаются до глубины порядка 200 м. На Ковдорском массиве к ним приурочены апатит-франколитовые руды. Они представлены обломками бурых фосфатов, выветрелых фенитов и щелочных пород, зернами апатита, магнетита и чешуйками вермикулита, сцементированными франколитом.

Средний минеральный состав богатых апатит-франколитовых руд (более 18% P_2O_5) следующий (в %): апатит – 29, франколит – 30, магнетит – 19, гидроокислы железа – 8, вермикулит и гидрофлогопит – 7.3, кальцит – 1.2. В качестве примеси присутствуют форстерит, пироксен, амфибол, полевой шпат, сфен, бадделеит и цеолиты. Судя по материалам Б.В. Афанасьева (приводится по: [Кравченко, Евзеров, 1998]), континентальные дресвяные и песчано-глинистые отложения мощностью порядка 200 м обнаружены в пределах Вуориярвинского и Себляврского щелочно-ультраосновных массивов. На данной стадии изучения они рассматриваются в качестве переотложенных продуктов мезозойского выветривания. На территории Себляврского массива в них встречены примеси редких металлов (Ta_2O_5 , Nb_2O_5 и ZrO_2), содержания которых в 1.5-2 раза выше, чем в исходных породах.

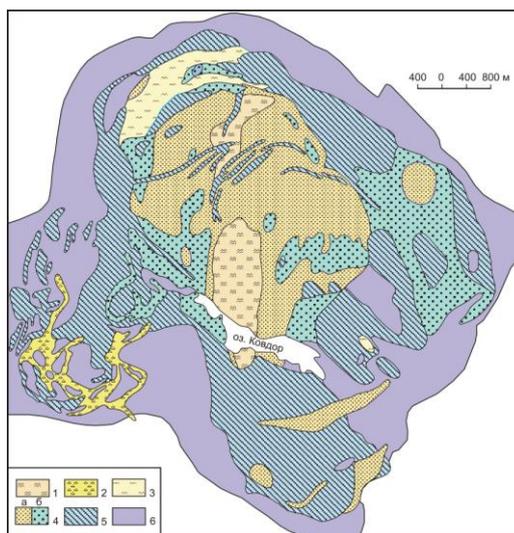


Рис. 14. Схема коры выветривания Ковдорского массива ультраосновных-щелочных пород (приводится упрощенно по: [Афанасьев, 1977])

1 – линейная гидрохлорит-сунгулитовая кора выветривания ультраосновных пород; 2 – зона франколитизации; 3 – кальцит-нонtronитовая и монтмориллонитовая зоны на монтичеллитовых и мелилитовых породах; 4 – гидрослюдистая кора выветривания: вермикулитовый (а) и гидрофлогопитовый (б) горизонты; 5 – зона дезинтеграции пород различного состава; 6 – область отсутствия коры выветривания.

На Прихибинской равнине близ оз. Имандра в зоне дробления альбит-хлоритовых, хлорит-тальковых и тальковых сланцев серии имандра-варзуга, содержащих местами пиритовую вкрапленность, наряду с каолиновыми глинами были обнаружены охристые продукты выветривания типа железной шляпы, представленной в основном гётитом [Сидоренко, 1958; Афанасьев, 1977]. Позднее железные шляпы были установлены на карбонатитовом штоке массива Салланлатва и в районе распространению кварц-двуслюдяных сланцев хребта Серповидного (Кейвы). Их положение показано на рис. 1. В первом пункте размеры залежи железнооксидных охр в плане составляют 0.5 x 0.7 км при мощности 3-32 м. Залежь по данным Б.В. Афанасьева (приводится по:[Кравченко, Евзеров, 1998]) состоит из лимонита и гётита (41%), барита (23.8%), гематита, магнетита (4.6%), а также псиломелана, пиролюзита, гидрослюд, хлорита и карбонатов. Вторая залежь существенно меньше по размерам: в плане примерно 7x80 м. Её контакт с вмещающими кварц-двуслюдяными сланцами практически вертикален. Степень выветрелости сланцев по мере удаления от контакта уменьшается. Мощность гётитовой залежи и породы, по которым она формировалась не установлены. Помимо основного минерала залежи гётита в ней диагностированы гематит, кварц, рутил, микроклин, альмандин, мусковит, роговая обманка, жедрит, циркон и барит [Коган и др., 2011]. Немногим более чем в 20 км к

востоку-юго-востоку от железной шляпы (возвышенность Тяпш Манюк) канавой на кианит-ставролитовых сланцах вскрыт останец каолиновой коры выветривания мощностью до 1 м. Он, по данным Ю.В. Калачёва и А.А. Котова, сложен песчано-глинистым материалом с дресвой кристаллических пород. Во фракции менее 0.01 мм рентгенометрически установлены в значительном количестве кварц и каолинит с примесью хлорита, иллита и полевого шпата.

Как отмечалось, в Кольском регионе установлены месторождения каолинов, пригодные для изготовления керамики. Имеющиеся материалы показывают, что в регионе может быть не только пополнен арсенал подобных месторождений, но и обнаружены гораздо более ценные белые каолины, пригодные для использования при производстве бумаги в качестве наполнителей или пигментов. Несомненный интерес представляют результаты исследований линейной коры выветривания в пределах Федорово-Панского расслоенного комплекса [Евзеров, Припачкин, Дудкин, 2006, 2007] Здесь по данным комплексной аэрогеофизической съемки, выполненной в 1997-2001 г.г., отчетливо выделяются две протяженные зоны электропроводности и пониженной намагниченности, субпараллельные простиранию магматической расслоенности. Кроме того, в пределах Западно-Панской и Восточно-Панской интрузии известны небольшие линейные участки повышенной электропроводности, и вдоль поперечных разломов. Эти зоны, показанные на рис. 15, вероятно, маркируют линейные коры выветривания. Об этом свидетельствуют следующие материалы. На южном склоне возвышенности Пешемпахк локальная аномалия электропроводности подтверждена наземной электроразведкой методом вызванной поляризации по схеме срединного градиента (ВП-СГ) как проводник с повышенной поляризуемостью ($\rho=100-300$ Ом-м, η до 2%). Ширина зоны по данным А. Рокитянского, С. Мишукова, С. Сергеева достигает 100 м.

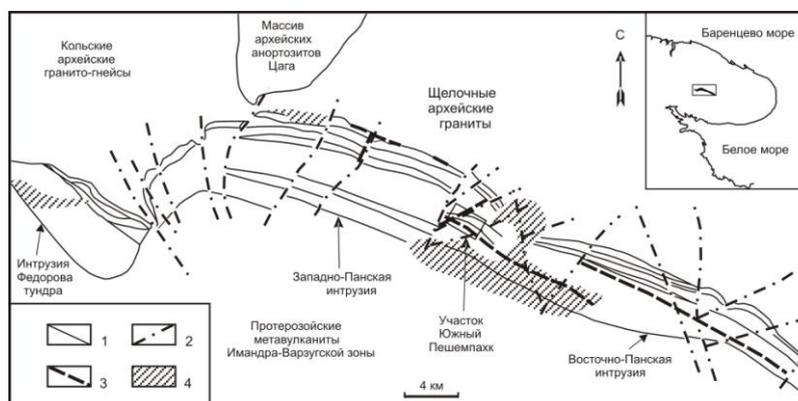


Рис. 15. Обзорная геологическая схема Федорово-Панского интрузивного расслоенного комплекса (ФПК).

1 – разломы; 2 – геологические границы, в том числе магматической расслоенности; 3 – предполагаемые линейные коры выветривания (по данным аэрогеофизики); 4 – области площадного развития четвертичных отложений в пределах комплекса.

Зона разбурена. В западной части аномалии скважина П-209 вскрыла мощный чехол морены (18 м) и далее прошла 39 м по суглинистой коре выветривания вплоть до коренных габброноритов, заметно более измененных по сравнению с соседними участками. Восточная часть той же аномальной зоны, в 1400 м от западной, изучалась более подробно наземной электроразведкой и бурением. Кроме профилирования ВП-СГ на постоянном токе (работы С. Мишукова), здесь проведено дипольное электромагнитное профилирование (ДЭМП) на частотах 40-160 кГц, а также 5 дистанционных электромагнитных зондирований (ДЭМЗ) на частоте 40 кГц и 5 зондирований становлением поля (ЗСБ) (данные С. Крылова, Н. Боброва). Судя по полученным материалам, общая ширина проводящей зоны достигает 500 м, составляя около 200 м в наиболее проводящей части; разрез зоны трехслойный с проводящим промежуточным слоем, мощность которого в средней части зоны при удельном сопротивлении 200 Ом-м достигает 30-40 м. Разрез по скважине П-211 вполне удовлетворительно совпал с прогнозным разрезом. Оказалось, что верхнему слою сопротивлением порядка тысяч Ом-м соответствует морена с высоким содержанием грубообломочного материала, среднему проводящему слою сопротивлением 200-300 Ом-м – толща суглинистых образований, а опорному горизонту высокого сопротивления (десятки тысяч Ом-м) – коренные оливинсодержащие габбронориты, интенсивно измененные вплоть до амфибол-хлорит-клиноцоизитовых сланцев. Таким образом, проводящая зона протяженностью около 2 км и шириной 100-200 м может уверенно интерпретироваться как линейная кора выветривания измененных основных пород мощностью в десятки метров. Схема строения участка Южный Пешемпахк с результатами геолого-геофизических работ приведена на рисунке 3.5. Серии вертикальных электрических зондирований вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП), выполненные в 1000 м к северу от охарактеризованной полосы, пересекают одну из аномалий проводимости, трассирующих секущую разломную зону показанную на рис. 16. Их интерпретация свидетельствует о наличии в разрезе рыхлого покрова глинистых пород мощностью от 2 до 15 м.

Кора выветривания в кернах скважин представлена суглинком светло- или темно-серого цвета с реликтами измененных коренных пород, сохранившим текстурный рисунок исходной породы. Она сформировалась на габброноритах, измененных вплоть до хлорит-амфиболовых сланцев. Содержание частиц размером менее 0,01 мм в выветрелом материале по обеим скважинам варьирует от 32 до 57 %. Пелитовые частицы представлены

в основном хлоритом. В качестве примеси присутствуют иллит, амфибол и полевые шпаты. В образцах 1 и 2 из скважины П-209 появляется каолинит. Исследованные продукты выветривания по гранулярному составу и минеральному составу глинистых частиц аналогичны продуктам гидрохлоритовой зоны каолинитовой коры выветривания хлоритовых сланцев в районе станции Титан [Афанасьев, 1977]. В указанном районе гидрохлоритовая зона вверх по разрезу сменяется каолинитовой зоной, содержащей около 70% частиц менее 0,01 мм и представленной в глинистой фракции почти нацело каолинитом. В нашем же случае начало перехода к каолинитовой зоне установлено только в разрезе по скважине П-209, которая расположена на 56 м ниже, чем скважина П-211. Соответственно, и кора выветривания в окрестностях первой из упомянутых скважин менее денудирована. Данные по разрезу скважины П-209 позволяют предполагать, что образования каолинитовой зоны могли более полно сохраниться в других участках развития коры выветривания [Евзеров, Припачкин, Дудкин, 2006]. В случае обнаружения каолина могут извлекаться как попутно при освоении месторождений металлов платиновой группы, так и представлять самостоятельный интерес.

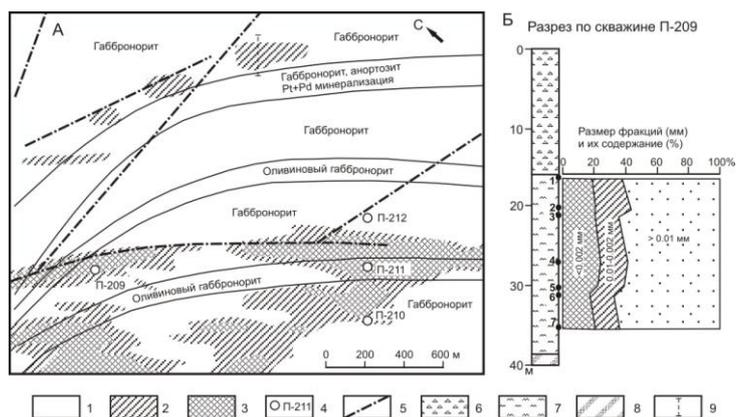


Рис. 16. Геолого-геофизическая схема участка Южный Пешемпахк (А) и разрез по скважине П-209 (Б).

Удельные сопротивления по ВП-СГ: 1 – более 7000 Ом-м, 2 – 3500-7000 Ом-м, 3 – менее 3500 Ом-м; 4 – скважины по коре выветривания; 5 – разломы по данным магниторазведки и бурения; 6 – отложения морены; 7 – глинистая кора выветривания; 8 – коренные габбронориты, измененные до амфибол-хлорит-клиноцоизитовых сланцев; 9 – положение разреза ВЭЗ-ВП. Примечание. Цифрами на разрезе указаны номера проб.

Новые месторождения каолинов, пригодные как для изготовления керамики, так и для использования в качестве наполнителя или пигмента в бумажной промышленности, могут быть обнаружены и за пределами Федорово-Панского расслоенного комплекса. Судя по опыту финских геологов, это возможно сделать в пределах распространения

метаосадочных пород относительно низкой степени метаморфизма посредством использования аэромагнитной съёмки и наземных геофизических работ, сопровождаемых бурением [Лихачев, 1972; Lohva, Lentimäki, 2005]. Отечественный и зарубежный опыт показывают, что эффективны наземные методы как электро-, так и гравиразведки. Причем, чем меньше в исходной породе темноцветных минералов, тем больше вероятность того, что продукты их выветривания будут пригодны для использования в бумажной промышленности.

Глава 2

Месторождения в гидрослюдистой коре выветривания

К коре выветривания гидрослюдистого типа приурочены месторождения гидрофлогопита и вермикулита. Их распространение в пределах Ковдорского массива показано на рис. 14. На породах Вуориярвинского массива обнаружено только месторождение гидрофлогопита. Формирование месторождений обусловлено двумя процессами: щелочным метасоматозом, который привел к интенсивному ослюденению оливинитов, и последующему выветриванию флогопит содержащих пород [Афанасьев, 1977]. В итоге возникла мощная кора выветривания, в которой отчетливо выделяются три зоны (снизу вверх): дезинтеграции исходных пород, гидрофлогопитовая и вермикулитовая. Они представлены на рис. 17.

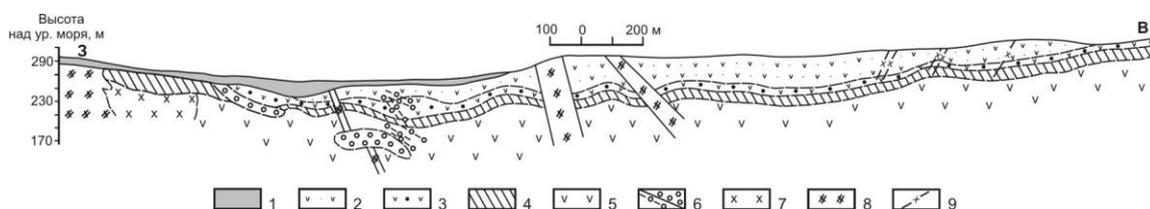


Рис. 17. Геологический разрез гидрослюдистой коры выветривания Ковдорского массива на ультраосновных породах (приводится по: [Афанасьев, 1977] с небольшими изменениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – вермикулитовый горизонт; 3 – гидрофлогопитовый горизонт; 4 – зона дезинтеграции; 5 – ультраосновные породы; 6 – карбонаты; 7 – турьяиты; 8 – ийолит-мельтейгиты; 9 – дайки щелочных пород.

А.П. Афанасьев [1977] более 30 лет назад отметил, что поиски вермикулитовых месторождений следует проводить в пределах распространения коры выветривания мощностью более 10 – 15 м на амфиболитах, габбро-амфиболитах и габбро-пироксенитах. Однако за прошедший период такие коры выветривания на указанных породах установлены не были.

Глава 3

Месторождения строительных материалов

В пределах северо-восточной части Балтийского щита месторождения строительных материалов, приуроченные к покрову четвертичных отложений, сформировались главным образом в период деградации поздневалдайского ледникового покрова [Yevzerov, 1997; Евзеров, Горбунов, Колька, 1998], и их размещение обусловлено структурой ледникового щита и характером дегляциации территории [Евзеров, 1988, 2000; Евзеров, Горбунов, Колька, 1998]. Морфоскульптура древнеледниковых формаций имеет однотипную пространственную организацию. Характерными её составляющими являются гляциодепрессии, ледораздельные радиальные зоны, включая межлопастные возвышенности, и пояса маргинальных образований. Для выяснения закономерностей распространения указанных месторождений наибольший интерес представляет положение краевых и межлопастных гряд. Почти все они показаны на рис. 11. Следует только добавить, что на Кольском полуострове кроме межлопастной гряды Кейвы II (внутренняя полоса краевого пояса III) развита еще одна межлопастная гряда – Верес-сельга – юго-восточного простирания. Она расположена на небольшом удалении от северного побережья Кандалакшского залива в пределах распространения покровного ледника в позднем дриасе. Этой гряды нет на рис. 11. Выше (часть I, раздел 2.2) отмечалось, что в Кольском регионе, включающем Кольский полуостров и прилегающие к нему шельфы Баренцева и Белого морей, на протяжении позднего валдая превалировала ареальная дегляциация, а в голоцене на смену ей пришла дегляциация рассекающая. Характер дегляциации, как мы покажем далее, в основном и обусловил распространение месторождений строительных материалов разных генетических типов.

3.1. Сырьевые ресурсы, типы месторождений и их распространение

При различных видах строительных работ из полезных ископаемых, содержащихся в покрове четвертичных отложений региона, наиболее широко используются пески и песчано-гравийные смеси. Их месторождения разнообразны по генезису и довольно часто встречаются на исследуемой территории.

3.1.1. Месторождения песков и песчано-гравийных смесей

Геологами различных производственных организаций вблизи индустриальных центров Мурманской области, занимающей континентальную часть Кольского региона, к 1 января 1998 года было обнаружено 154 месторождения и проявления этого вида сырья с запасами около 304 млн. м³, в том числе 185.2 млн. м³ по категориям А, В и С₁ и 118.4 млн. м³ по категории С₂ + Р. Большинство этих месторождений уже отработано. Из них 112 месторождений сконцентрировано на территории, ограниченной полосой стадиальных

моренных гряд пояса I и освобождавшейся ото льда, как отмечалось, посредством главным образом рассекающей дегляциации, а остальные 42 располагаются восточнее указанной территории, в основном в непосредственной близости к ней, на площади преимущественного проявления ареальной дегляциации (рис. 18). На 1 января 2004 г. на балансе числилось 93 месторождения с запасами по категориям А, В и С₁ около 126 млн м³ и около 16 млн м³ по категории С₂. Все месторождения в соответствии с генетической классификацией, разработанной исследователями ВСЕГЕИ [Методическое..., 1987], принадлежат к континентальным и морским шельфовым образованиям. К континентальным относятся месторождения трёх генетических типов: ледникового, флювиогляциального и озерно-ледникового, а к морским - одного волнового. Наименее надежно установлено происхождение месторождений озерно-ледникового типа. Геологи, определяя их генетическую принадлежность, в большинстве случаев опирались на морфологию форм, образованных осадками, а не на структурно-текстурные характеристики последних и характер строения разрезов. В итоге к камам были отнесены типичные лимнокамы, диапиры и холмы, сложенные осадками флювиогляциальных конусов выноса, которые сформировались на неровной ледяной поверхности. Кроме того, к флювиогляциальному типу отнесен ряд месторождений, приуроченных к внутренней полосе поясов краевых образований, которые, строго говоря, должны рассматриваться в качестве ледниковых. Многолетние ревизионные работы, выполненные автором на значительной части месторождений песка и песчано-гравийных смесей, позволили уточнить их генезис.

Согласно имеющимся материалам известные месторождения объединены в шесть групп, отвечающих генетическим типам или группам фаций. К первой группе отнесены месторождения, которые приурочены к напорно-насыпным краевым и межлопастным ледниковым образованиям, оставшимся на месте формирования, или фрагментам этих образований (отторженцам), перемещенным под воздействием наступавшего ледника. Месторождения флювиогляциального генезиса разделены на три группы: флювиогляциальных дельт и конусов выноса, озов, террас и флювиогляциальных осадков, фациальная принадлежность которых точно не установлена. В пятую и шестую группы помещены, соответственно, месторождения озерно-ледникового и морского генезиса.

На территории фронтально-ареальной дегляциации наибольшее количество месторождений приходится на долю первой, третьей и пятой групп (рис. 19 (1) А). Что же касается запасов сырья, то они сконцентрированы в краевых ледниковых образованиях, озах и морских накоплениях (рис. 19 (1) Б). Разведанные запасы в пределах отдельных месторождений в краевых образованиях изменяются от 1 до 7 млн. м³, в толщах морских

отложений от 0.6 до 4.5 млн. м³, а в озлах составляют порядка 2-3 млн. м³. Наиболее невелики по разведанным запасам озерно-ледниковые месторождения, в которых содержится от 0.2 до 0.3 млн. м³ песка и песчано-гравийных смесей. Совершенно иная картина наблюдается в другой совокупности из 112 месторождений, расположенных на площади, где доминировала рассекающая дегляциация.

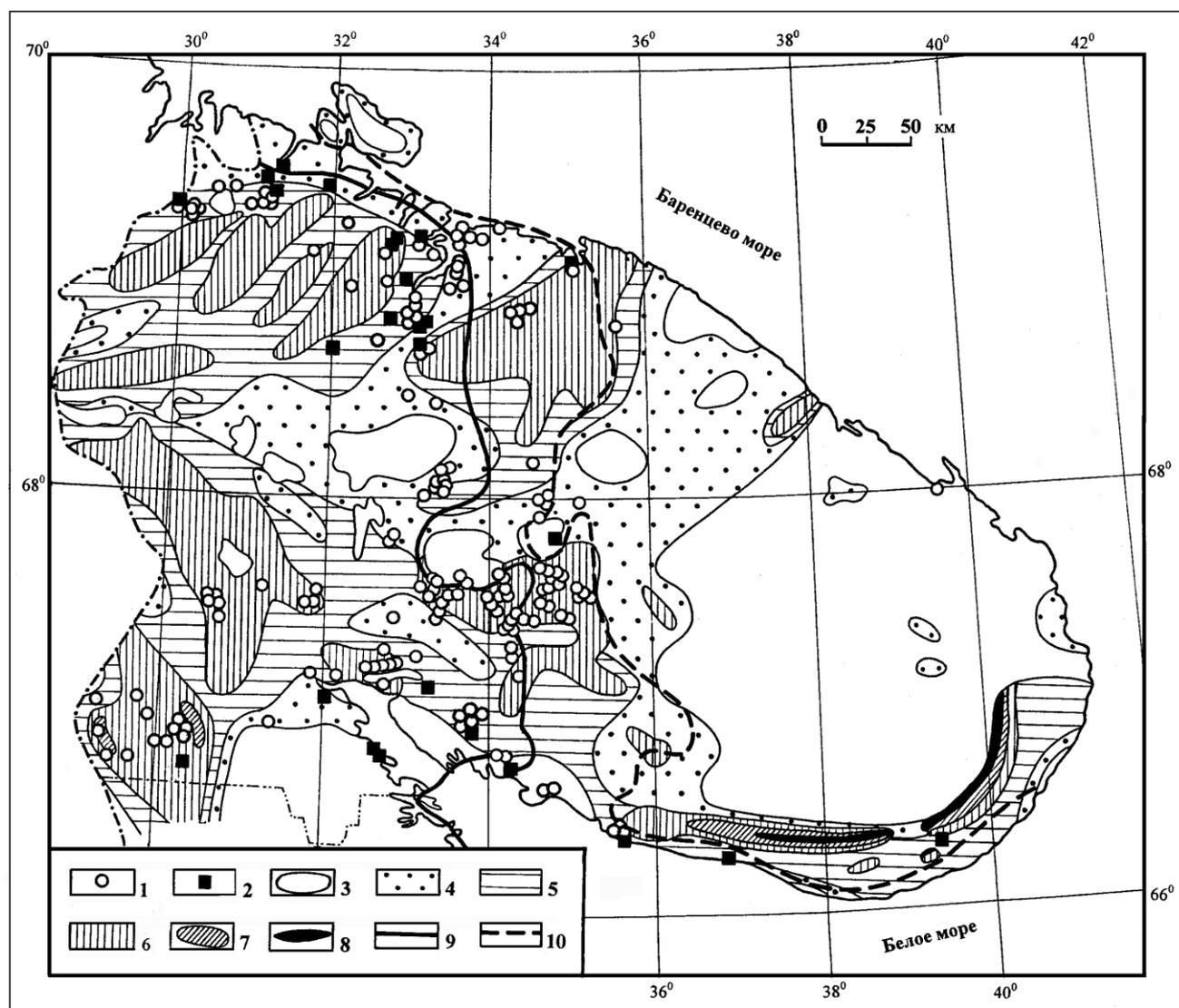


Рис. 18. Схема размещения месторождений и прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей и месторождений легкоплавких глин на территории Мурманской области. Месторождения и проявления: 1 – песков и песчано-гравийных смесей; 2 – легкоплавких глин. Площади с прогнозными ресурсами песка и песчано-гравийных смесей (в расчете на 100 км²): 3 – < 5 тыс. м³; 4 – от 5 до 50 тыс. м³; 5 – от 50 до 100 тыс. м³; 6 – от 100 до 300 тыс. м³; 7 – от 300 до 500 тыс. м³; 8 – > 500 тыс. м³. Граница максимального распространения ледника в периоды стадиальных похолоданий: 9 – позднего дриаса; 10 – древнего дриаса.

Здесь преобладают месторождения, приуроченные к флювиогляциальным дельтам и озерно-ледниковым отложениям (это соответственно вторая и пятая группы) (рис. 19 (2) А), и около 45% запасов сырья сосредоточено в месторождениях флювиогляциальных дельт (рис. 19 (2) Б). Разведанные запасы строительных материалов в месторождениях, приуроченных к дельтам, варьируют в очень широких пределах: наименьшие составляют около 0.2 млн. м³,

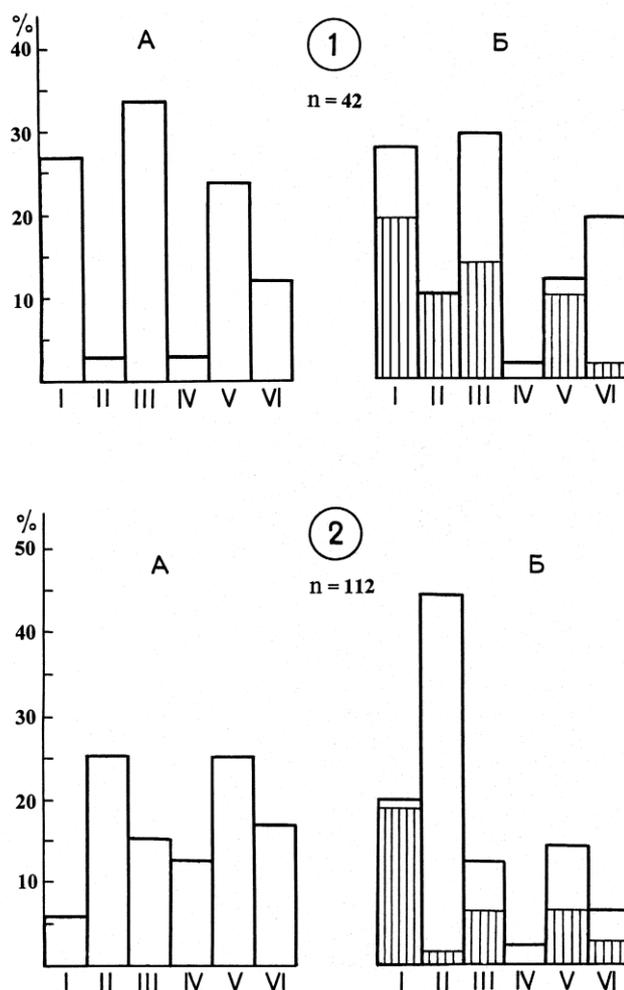


Рис. 19. Частота встречаемости месторождений песка и песчано-гравийных смесей различных генетических типов и групп фаций (А) и распределение в них запасов (Б) на территории фронтально-ареальной (1) и рассекающей (2) дегляциации. Группы месторождений в отложениях: I – напорно- насыпных краевых и межлопастных гряд; II – флювиогляциальных дельт и конусов выноса; III – озов; IV – флювиогляциальных террас и флювиогляциальных с неустановленной фациальной принадлежностью; V – озерно-ледниковых; VI – морских волнового генетического типа. Запасы категорий А, В, С₁ – белое поле, С₂ + Р - поле с вертикальной штриховкой.

а наибольшие – в месторождении Соловарака вблизи города Колы – достигают почти 43 млн. м³. Широкое распространение дельт в области, где господствовала рассекающая дегляциация обусловлено рядом причин: наличием многочисленных морских заливов,

глубоко вдававшихся в массив льда, значительным расчленением поверхности ледника и гляциоизостатическим поднятием территории [Лаврова, 1960; Ramsay, 1898]. Существенно более ограниченное развитие флювиогляциальных дельт на территории фронтально-ареальной дегляциации континентальной части Кольского региона объясняется, вероятно, слабым расчленением поверхности ледника при его деградации и гораздо меньшей протяженностью зоны контакта монолитного края ледника с водами приледниковых бассейнов. Кроме того, восточное побережье Кольского полуострова практически не испытывало гляциоизостатического поднятия [Лаврова, 1960; Ramsay, 1898].

Прогнозные или геологические запасы строительных материалов больших территорий обычно оцениваются методом аналогий. Сначала устанавливаются черты сходства и различия конкретных площадей с ранее разведанными. Затем производятся подсчеты по известным формулам, содержащимся во многих работах. Поскольку в Кольском регионе количество детально разведанных участков ограничено, а реальные обстановки осадконакопления многообразны, такой подход представляется неоправданным. Мы предпочли базироваться на результатах дешифрирования аэрофотоматериалов, подкрепленных полевыми исследованиями, и данных о строении и составе четвертичных отложений, содержащихся в многочисленных отчетах производственных организаций. Объём каждого геологического тела, образованного отложениями того или иного генезиса, рассчитывался по обычным геометрическим формулам. Подсчитанные запасы суммировались в пределах квадрата со стороной в 10 км, то есть на площади в 100 км². После этого очерчивались территории, в каждой 100 км² которых прогнозные запасы песка и песчано-гравийных составляют величины, указанные в пунктах 3-8 подписи к рис. 18. Полученные материалы показали, что основная часть прогнозных запасов указанного вида сырья приурочена к позднеледниковым отложениям поздневалдайского покровного оледенения. Она достигает 27786.4 млн. м³. Кроме того, мы подсчитали и запасы ледникового материала в друмликах, широко используемого за рубежом в строительстве дорог. Они составляют 569.8 млн. м³. Распределение запасов по площади показано на рис. 18. Анализ данной схемы в сравнении со схемой распространения ледниковых образований региона (рис.11) показывает, что на территории преобладающей ареальной дегляциации распространение значительных количеств песка и песчано-гравийных смесей, превышающих 100 тысяч м³, контролируется преимущественно краевыми, в том числе и межлопастными, образованиями. В южной и в юго-восточной части Кольского полуострова такие количества сырья сконцентрированы главным образом в узкой протяженной зоне, включающей внутреннюю полосу краевых образований пояса III. Следующая зона их развития значительно большей ширины тяготеет к

субмеридиональному отрезку маргинального пояса II, местами выходя за его пределы. На площади проявления рассекающей дегляциации зоны распространение песка и песчано-гравийных смесей в количествах, превышающих 100 тысяч м³, приурочены в основном к депрессиям кристаллического фундамента, маркированным современной гидросетью. Выявленные закономерностей размещения прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей дают возможность целенаправленно вести поиски месторождений данного вида сырья в регионе.

3.1.2. Месторождения кирпичных глин

В Мурманской области геологами производственных и научных организаций обнаружено 8 месторождений и 17 проявлений легкоплавких глин, 5 из которых выявлено автором. Запасы категорий А, В и С₁, установленные в месторождениях, составляют немногим более 18.5 млн. м³. Большинство месторождений эксплуатировалось; одно из них с запасами в 1.5 млн. м³ практически отработано. Перспективные запасы категорий С₂ и Р всех известных проявлений достигают 205 млн. м³ и могут быть увеличены. Расположение месторождений глин показано на рис. 18. Как видим, в западной части региона, на площади, где имела место рассекающая дегляциация, сосредоточено 21 месторождение. Из них 18 представлено ледниково-морскими и 3 послеледниковыми морскими глинами. Восточнее в пределах огромной площади, на которой проявилась фронтально-ареальная дегляциация, находится всего лишь 4 месторождения, 2 из которых представлены озерно-ледниковыми, 1 - ледниково-морскими и 1 - послеледниковыми морскими глинами.

Следует отметить, что поиски месторождений глин проводились, конечно, главным образом в промышленно освоенных западных районах региона. Однако отнюдь не это обстоятельство является причиной отмеченной диспропорции в пространственном распределении месторождений глин. При составлении макета карты Мурманской области, вошедшего в международную карту "Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы" масштаба 1:1 000 000 [Quaternary deposits..., 1993], автором был систематизирован весь накопленный к 1992 г. фактический материал по строению и составу покрова рыхлых отложений региона. Оказалось, что в восточной части Кольского полуострова залежи глин встречаются крайне редко. Здесь в 8 пунктах обнаружены глины микулинской (земской) межледниковой трансгрессии и лишь в 5 пунктах глины, накопившиеся в период деградации последнего покровного ледника. Залежи межледниковых глин имеют малую мощность, небольшую протяжённость и перекрыты мощной толщей отложений ледникового парагенетического ряда. Вследствие этого их практическая ценность невелика. Практически значимыми здесь являются залежи озерно-ледниковых, ледниково-морских и морских глин.

Мы покажем далее, что озерно-ледниковые и ледниково-морские глины ассоциируют с флювиогляциальными дельтами [Евзеров, 1979, 2007б]. Их редкая встречаемость на площади проявления фронтально-ареальной дегляциации, как отмечалось, объясняется недостаточно интенсивным расчленением поверхности ледника и сравнительно малой протяженностью зоны контакта льда с водами приледниковых бассейнов в течение всего периода этой дегляциации. В противоположность этому, при рассекающей дегляциации на побережьях протяженных морских заливов, глубоко вдающихся в тело ледника, возникали многочисленные флювиогляциальные дельты и, естественно, парагенетически связанные с ними залежи ледниково-морских глин. Таким образом, именно характер дегляциации обусловил распространение месторождений озерно-ледниковых и ледниково-морских глин [Евзеров, 2000]. Что касается месторождений морских глин, то они, как правило, формировались в голоцене при размыве и переотложении глин месторождений двух только что упомянутых генетических типов [Евзеров, 1988].

Конечно, наибольший практический интерес представляют месторождения западной наиболее освоенной части региона. Следует оговориться, что после распада СССР производство глиняного кирпича в Мурманской области прекратилось в силу ряда причин. Главную роль сыграли чрезмерная изношенность оборудования и крайне несовершенная технология производства. Отчасти сказался и дефицит сырья. Поскольку глиняный кирпич по многим показателям превосходит ныне применяемый в области силикатный, есть основание ожидать возобновления производства глиняного кирпича в будущем, особенно с учетом значительных перспектив экономического развития Мурманской области. Освоение нефтяных и газовых месторождений Баренцевоморского шельфа будет сопровождаться строительством хранилищ нефти и газа, введением в строй новых портовых сооружений и, соответственно, жилищных комплексов.

Расположение месторождений и проявлений кирпичных глин западной части региона показано на рис. 20, а сведения о запасах приведены в таблице 4. При составлении таблицы использованы официальные данные оперативной сводки ПО «Мурманскстройматериалы» об обеспеченности Кильдинского кирпичного завода разведанными запасами Кильдинского и Шонгуйского месторождений, результаты поисковых и съёмочных работ, систематизированные Центрально-Кольской комплексной геологической экспедицией (ЦККГЭ) и трестом «Росгеолнерудразведка», а также результаты исследований ПО «Аэрогеология» и Геологического института Кольского филиала АН СССР [Лю-ци-цин, 1978, 1981; Минц и др., 1980; Евзеров, 1988].

В Мурманской области на государственном балансе числятся запасы семи

месторождений: Печенгского -1, Урагубского, Кильдинского, Шонгуйского, Зверосовхоз, Каленгозерский ручей и Ермаковского. Из них Кильдинское и Шонгуйское

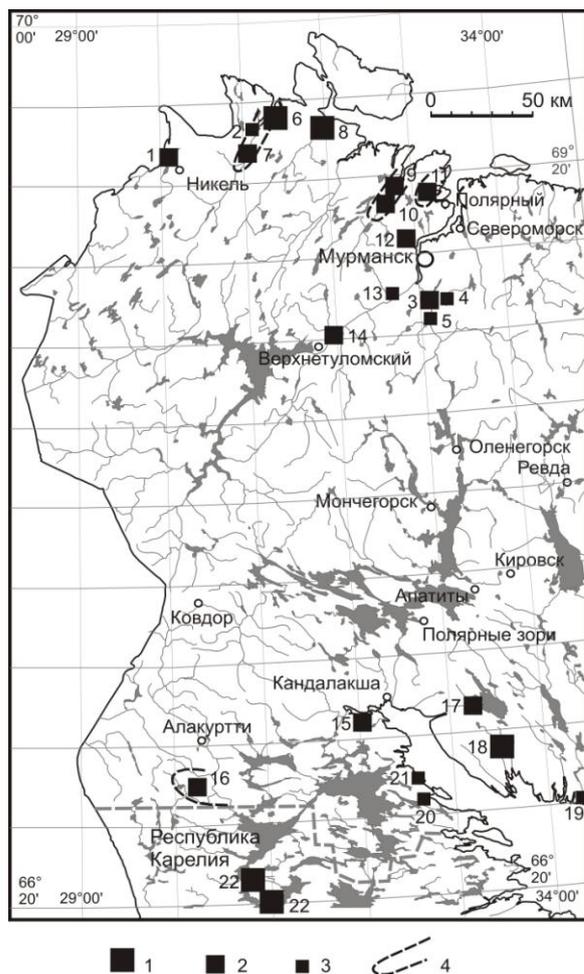


Рис. 20. Схема расположения месторождений и проявлений легкоплавких глин в западной части Мурманской области и Северной Карелии.

Месторождения и проявления глин: 1 – крупные (запасы свыше 10 млн. куб. м), 2 – средние (запасы 2.5-10 млн. куб. м), 3 – мелкие (запасы менее 2.5 млн. куб. м), 4 – контуры перспективных на глины площадей.

Номера проявлений и месторождений на карте отвечают таковым в таблице 4.

эксплуатировались до 1991 г., являясь сырьевой базой единственного кирпичного завода. Исходя из общегеологической ситуации, выясненной в ходе наших тематических исследований, нет оснований ожидать прироста запасов в районе Шонгуйского месторождения. Более того, по предварительным данным треста «Росгеолнерудразведка»

Таблица 4
Сведения о запасах легкоплавких глин в западной части Мурманской области и Северной Карелии

№ п/п	Месторождения и проявления	Запасы по категориям		Примечание
		A+B+C ₁ , B+C ₁ , C ₁ (тыс. м ³)	C ₂ и прогнозные (млн. м ³)	
1	2	3	4	5
1	Печенгское – 1	5226		Возможен прирост запасов
2	Печенгское – 2	1867		Возможен прирост запасов; снято с баланса
3	Кильдинское	2500		

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5
4	Зверосовхоз	811		
5	Шонгуйское	1220		
6	Какурийокское		Более 10	
7	Луостарское		8	
8	Титовское		20	
9	Урагубское -1		6	
10	Урагубское - 2	6711		
11	Сайдагубское		7	
12	Лавненское		2.7	3 участка с расстоянием между ними 1.5 – 3 км
13	Туломское		1.2	Состоит из 2 участков
14	Шовна		5	Под пахотными землями
15	Кандагубское		6.7	
16	Кутсайокское		2.5	
17	Тикша		3.5	
18	Аленкин ручей		17.4	Возможен прирост запасов
19	Каленгозерский ручей	105	0.1	
20	Нищевское		0.8	
21	Рыбное		1.4	
22	Кумское		1800	

ввиду низкого качества сырья подлежат списанию запасы одного из участков, составляющие 1 млн. м³. Оставшийся объём глин Шонгуйский цех завода должен был израсходовать за 8 лет. Проработал он до закрытия 4 года.

Более благоприятная обстановка в окрестностях Кильдинского месторождения. В результате исследований, проведенных здесь отрядом Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР под руководством автора, для опосредования рекомендована площадь, которая примыкает к южному флангу участка Воронин ручей. Прогнозные запасы глин определялись в 700 тыс. м³. Партией № 7 треста «Росгеолнерудразведка» толща глин обнаружена и разведана. Следует отметить, что из 2.5 млн. м³ глин месторождения, которые могли обеспечить работу Кильдинского цеха завода в течение 29 лет, 1.7 млн. м³ (участок «Зверосовхоз») располагается под сельскохозяйственными угодьями, и в последние годы работы завода было получено разрешение на эксплуатацию лишь 0.4 млн. м³. Изложенное свидетельствует, что реальные запасы обоих рассмотренных месторождений, очевидно, меньше приведенных в таблице.

В конце 90-х годов прошлого века в связи с изношенностью оборудования и наметившимся дефицитом запасов глиняного сырья было принято решение о модернизации

кирпичного завода, включающей строительство нового цеха на месте Кильдинского, с доведением его производительности до 115 млн. штук кирпича в год. Соответственно ежегодный расход глины с учетом потерь при добыче и транспортировке достиг бы 300 тыс. м³, и для обеспечения завода сырьём на амортизационный срок потребовалось бы 7.5 млн. м³ глины. В качестве резервной сырьевой базы ПО «Мурманскстройматериалы» первоначально рассматривало месторождения Печенгское-1 и Печенгское-2. Первое из них расположено в непосредственной близости к государственной границе, что серьёзно затрудняет его доизучение и делает весьма проблематичной возможность отработки. Второе снято с баланса, так как целиком находится в пределах километровой охранной зоны р. Печенги. Кроме того, оно удалено от завода более чем на 200 км.

Позднее производственное объединение сориентировалось на обеспечение завода запасами глин, находящихся в радиусе не более 50 км от завода. На этой площади расположены Лавненское, Туломское, Сайдагубское и Урагубское проявления. Два первых представляют собой пять участков распространения глин, выявленных на левобережье р. Туломы партией треста «Росгеолнерудразведка». Они характеризуются низким качеством сырья и неблагоприятными горнотехническими условиями эксплуатации. Прогнозные запасы участков варьируют от 160 тыс. м³ до 1.5 млн. м³, составляя в общей сложности 3.9 млн. м³. В случае вовлечения их в эксплуатацию придется многократно закладывать новые карьеры, что создаст организационные трудности и приведет к нанесению существенного ущерба природе. При этом дефицит сырья, о котором говорилось выше, не будет покрыт полностью. С учетом указанных отрицательных моментов более рациональным представляется освоение одного крупного месторождения с глиной хорошего качества. Прежде всего, речь идет о проявлениях Урагубском -1 и Урагубском – 2. Первое из них выделено сотрудником ПО «Аэрогеология» К.С. Лазаревичем в 1978 г. в 3 км к югу от поселка Урагуба. По заключению П.А. Кособоковой (отдел технологии строительных материалов Кольского научного центра РАН), урагубские глины могут быть использованы для производства дренажных труб, лицевого и эффективного кирпича. Несмотря на хорошее качество и большие запасы сырья проявление, по нашему мнению, не имеет практической ценности. Оно целиком находится в охранной зоне р. Уры, и, кроме того, глины погребены под песками мощностью 4-10 м. Проявление Урагубское-2 установлено и обследовано нами в 1985 г. Оно расположено на правобережье р. Уры в 6 км к югу от поселка Урагуба у автодороги, соединяющей этот поселок с шоссе Кола-Печенга. Глины залегают под торфяником мощностью до 1.5 м. Судя по геоморфологическим признакам, площадь проявления составляет 900 тыс. м², а мощность толщи глин не менее 5-6 м. Достаточно полно глины были обследованы нами в

береговых обрывах р. Уры в 0.5-1 км к западу и юго-западу от границы перспективной площади. Они здесь однородные или ленточно-слоистые и умеренно пластичные, а их мощность превышает 10 м. Прогнозные запасы проявления были оценены в 5 млн. м³ [Евзеров, 1988]. Керамические свойства аналогичных глин определялись в проявлении Урагубское -1. По нашей рекомендации проявление Урагубское-2 было разведано партией стройматериалов Мурманской геолого-разведочной экспедиции. Разведанные запасы составили 6711 тыс. м³ [Лю-ци-цин, 1988]. Освоение Сайдагубского проявления, расположенного недалеко от Урагубского, осложнено вследствие природоохранных ограничений. Поэтому его следует рассматривать лишь как резервный объект.

Несколько слов о прочих проявлениях глин северо-запада Мурманской области, представляющих собой второй эшелон резервов кирпичного завода. Самым перспективным из этих проявлений является Луостарское, обнаруженное по геолого - геоморфологическим признакам автором в 1985 г. Оно расположено восточнее пос. Луостари в непосредственной близости к железной дороге, идущей от пос. Печенга к магистрали Никель – Мурманск. Его площадь около 1 млн. м²; мощность глин достигает 16 м. При подсчете запасов она сокращена вдвое в связи с пересеченностью рельефа. Глина здесь перекрыта только почвенно-растительным слоем. Она однородная, пластичная; керамические свойства не определялись. Что касается остальных проявлений, то крупное и наиболее удаленное от завода Какурыйокское находится не у железной дороги, Титовское – значительно севернее шоссе Кола – Печенга, а Шовна – под сельхозугодьями.

Кольским филиалом АН СССР обосновывался другой вариант развития кирпичной промышленности области. Предлагалось реконструировать Шонгуйский цех и обеспечить его работу на весь амортизационный период имеющимися запасами глин Шонгуйского и Кильдинского месторождений, а Кильдинский цех закрыть и вместо него построить завод на новой площадке, чтобы не возить глину на большие расстояния. Это даст возможность использовать месторождение или проявления и с запасами более 5 млн. м³, то есть Урагубское-2, Кандагубское, Кутсайокское, Аленкин ручей и Кумское.

Кандагубское проявление, установленное и предварительно изученное геологами Мурманской геолого - разведочной экспедиции (МГРЭ), характеризуется сложной гидрогеологической обстановкой и невысоким качеством сырья [Меньшутин, Васильев, 1985]. Расположено оно в 16 км к юго-западу от города Кандалакши и в 4 км от шоссе. Поисково-оценочные работы, проводившиеся в 1985-1986 гг., остались незавершенными. Соответственно не выяснена и практическая значимость проявления. Кутсайокское проявление выделено нами по геолого-геоморфологическим признакам в 1984 г. на правом берегу одноименной реки в нижнем ее течении. Оно расположено вдали от крупных

населенных пунктов и железной дороги. Поэтому, вероятнее всего, проявление будет осваиваться лишь при условии интенсивного развития горнорудной промышленности юго-запада Мурманской области, и, прежде всего, вовлечения в эксплуатацию месторождений расположенного поблизости массива Вуорияри. Проявление Алёнкин ручей обнаружено и изучено геологами МГРЭ в 20 км от пос. Умба по дороге Умба – Кандалакша. По заключению территориальной комиссии по запасам Северо-Западного производственно-геологического объединения строительство завода на базе проявления нерентабельно, вследствие неблагоприятных транспортно-экономических условий [Фоменко, Завьялова, 1982]. Кумское проявление глин установлено и исследовано геологами Южно-Кольской партии ЦККГЭ вблизи пос. Зашеек Карелии [Клюнин, Одинцова, Кособокова, 1986]. Оно расположено на небольшом удалении (50 и 80 км) от станций Кестеньга и Няозеро. Огромные запасы глин позволяют построить на основе проявления крупный комбинат мощностью 200 млн. штук кирпича в год.

Окончательный выбор объекта эксплуатации может быть сделан на основе комплексной геолого-экономической и горнотехнической оценки упоминавшихся месторождений и проявлений глин. Предпочтительным представляется строительство завода вблизи месторождения Урагубское-2, поскольку экономическое развитие Мурманской области связано с освоением побережья Мурманска в окрестностях Кольского залива. Судя по результатам наших исследований, нет ни малейших оснований надеяться на выявление в благоприятных транспортно-экономических условиях новых крупных залежей глин на территории западной части Мурманской области. Здесь могут быть обнаружены лишь весьма незначительные по масштабам залежи. Площади, перспективные для постановки поисковых и разведочных работ на глины, показаны на рис. 20.

Флювиогляциальные отложения, слагающие дельты, и ледниково-морские и озерно-ледниковые глины являются в конечном итоге дифференциатами ледниковых образований [Banerjee, 1973; Евзеров, 1979]. Их соотношение должно отвечать таковому обломков соответствующих классов крупности в гранулярном спектре морены. Следовательно, зная гранулярный состав морены конкретного участка и объём развитых в его пределах дельтовых осадков, можно оценить запасы сопряженных с отложениями дельты глин. Так, в нижнем течении реки Уры ориентировочный объём песчано-галечных отложений флювиогляциальной дельты и оза достигает 90 млн. м³. В морене, подобной развитой на этом участке, на долю частиц размером менее 0.05 мм, которые обычно слагают залежи глин, приходится около 20%. Опираясь на эти данные, нетрудно подсчитать, что объём парагенетически связанной с дельтой глинистой толщи составлял порядка 20 млн. м³. В

настоящее время, судя по данным разведки, он несколько меньше, поскольку залежь глин после образования была частично размыта регрессировавшим морем [Yevzerov, 1997].

3.2. Строение, состав и формирование месторождений строительных материалов

Материалы предыдущих разделов второй части монографии свидетельствуют о том, что почти все запасы песка и песчано-гравийных смесей в Кольском регионе приурочены к водно-ледниковым отложениям валдайского оледенения. Их генетическая принадлежность надежно определяется по морфологическим особенностям и строению разрезов. Критерии разграничения водно-ледниковых осадков по особенностям строения, слоистости, статистическим характеристикам гранулярного состава, распределению и корреляции минералов, а также химическому составу подробно разработаны в Прибалтике [Микалаускас, 1985; Юргайтис, 1984], где четвертичный покров имеет большую мощность и постоянно возникает необходимость определения генезиса отложений по материалам бурения скважин. При этом используются результаты изучения вещественного состава с последующей математической обработкой данных [Юргайтис, 1984].

В Кольском регионе вследствие малой мощности и относительной простоты строения покрова четвертичных отложений практически не возникает задача определения генезиса песчано-гравийных отложений по буровым данным. Поэтому мы посчитали целесообразным не повторять исследования прибалтийских ученых, а сконцентрировать внимание на рассмотрении основных черт строения, состава и формирования парагенезисов флювиогляциальных дельт. Выбор объекта обусловлен тем, что в западной, наиболее освоенной части Кольского региона к парагенетическим ассоциациям дельт приурочено около 70% разведанных запасов песка и песчано-гравийных смесей (рис.19) и практически все запасы кирпичных глин. Второе место по запасам песка и песчано-гравийных смесей занимают краевые и межлопастные образования, встречающиеся в виде очень крупных и протяженных гряд. К сожалению, они лишь в нескольких местах вскрыты карьерами. Поэтому в работе приведены краткие сведения об их строении и формировании.

В дельтах, краевых и межлопастных образованиях доминируют песчано-гравийные смеси. При интенсивной разработке этих месторождений из песчано-гравийных смесей могут быть выделены песчаная составляющая и крупные обломки для использования, соответственно, в строительных растворах и бетонах. В случае же малого содержания песчаной фракции гравий и валуны можно полностью перерабатывать на щебень. Сложнее обстоит дело с песками. Согласно ГОСТ 8736 - 93 в песках для строительных работ первого класса содержание зерен размером менее 0.16 мм должно составлять меньше 5 - 10%, а пылеватых и глинистых частиц – меньше 2- 3%. В песке второго класса указанные содержания могут возрасти, соответственно, до 10-20% и 3-10%.

3.2.1. Краевые и межлопастные образования

В начале раздела отмечалось, что почти все краевые и межлопастные гряды показаны на рис. 11; исключением является только межлопастная гряда Верес –сельга, расположенная на небольшом удалении от северного побережья Кандалакшского залива. По Верес-сельге проложена большая часть шоссе Кандалакша – Умба. Наиболее мощной и протяженной является гряда Кейва II – внутренняя полоса маргинального пояса III в южной части Кольского полуострова. Перспективные запасы приуроченных к ней песчано-гравийных смесей отчетливо выделяются на рис. 18, составляя более 500 тыс. м³ на каждые 100 км². По наблюдениям с поверхности и в пределах крайне редких и небольших обнажений по берегам рек, прорезающих Кейву II, гряде слагают плохо сортированные гравийно-галечно-валунные отложения [Лаврова, 1960; Стрелков и др., 1976]. Аналогичный состав обломочного материала, судя по небольшим придорожным выемкам, доминирует и в Верес-сельге. Обломочный материал, слагающий межлопастные образования, поставлялся в понижения между ледниковыми лопастями вероятнее всего рассеянными потоками и оползнями с обоих склонов понижения. Его сортировка при перемещении, исходя из сравнения с составом морены в сопредельных районах, сводилась к частичной потере в основном алевритовых и глинистых частиц.

Строение напорно-насыпных краевых гряд изучено с разной степенью детальности соответственно количеству и качеству имеющихся обнажений. Небольшими карьерами гряды вскрыты только севернее Ловозерских тундр примерно в 12.5 км к западу от северо-западного окончания оз. Ловозеро. Расположение этих гряд в мелком масштабе показано на рис 11, а в более крупном вместе с разрезами – на рис. 21.

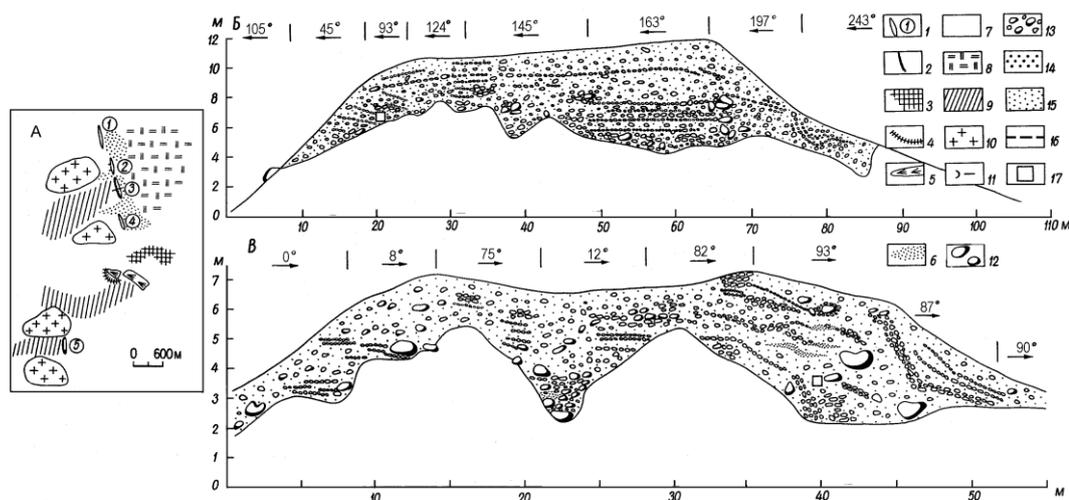


Рис. 21. Схема строения маргинального комплекса (А) и разрезы второго (Б) и третьего (В) фрагментов насыпной гряды.

А: 1 – фрагменты фронтальной насыпной маргинальной гряды (1-5); 2 – напорная гряда (примыкает к фрагментам 3 и 5); 3 – мелкогрядово-холмистый моренный рельеф; 4 – оз; 5 – флювиогляциальная дельта; 6 – зандр; гляциодепрессии; 7 – с моренным чехлом, 8 – с чехлом биогенных отложений, 9 – элевационные; 10 – выход кристаллических пород; 11 – места расположения разрезов.

Б и В: 12 - валуны; 13 – галька; 14 – гравий; 15 – песок; 16 – алеврит; 17 – пункты замеров ориентировки галек.

Отложения, слагающие насыпные гряды, представлены обычно слабо дифференцированным песчано-гравийно-галечным и валунным материалом, иногда плохо промытым, приближающимся по соотношению частиц разного размера к моренному. Тем не менее, в имеющихся обнажениях (рис. 21 Б и В) видно, что в целом толща слоиста: слои обогащенного галькой и валунами обломочного материала, падающие в восточных румбах, разделены прослоями крупнозернистого слабо промытого песка с галькой. Местами в частях разреза, ориентированных поперек морфологической оси гряды, наблюдаются слабо выраженные складки.

Из результатов измерения ориентировки галечного материала, представленных на рис. 22, следует, что основным направлением сгрудения материала с ледника при образовании третьего фрагмента гряды, было северо-восточное, то есть перенос обломков происходил примерно поперек нынешнего простирания гряды и по направлению движения ледника. Ориентировка галек вдоль морфологической оси гряды и погружение их в проксимальном направлении во втором фрагменте, равно как и пликативные структуры, свидетельствуют об активном динамическом воздействии ледника на рассматриваемые отложения.

По наблюдениям в придорожных выемках краевые гряды в долине р. Печенги и на Мунозерской возвышенности у восточного окончания оз. Мунозеро тоже представлены слабо дифференцированным песчано-гравийно-галечным материалом с валунами. Длинные оси галек во втором местонахождении ориентированы почти перпендикулярно простиранию гряды.

Плохая сортировка отложений, слагающих гряды, свидетельствует, что обломочный материал сползал по ледяному склону, испытывая незначительную водную переработку [Евзеров, 1996б], и перемещался рассеянными водными потоками. К аналогичному выводу относительно образования краевых флювиогляциальных гряд Прибалтики и Беларуси пришли Г.А. Юозапавичус с соавторами [1981] и А.А. Юргайтис [1984].

На основе анализа большого количества наблюдений Л.Р. Серебрянный, А.В. Орлов,

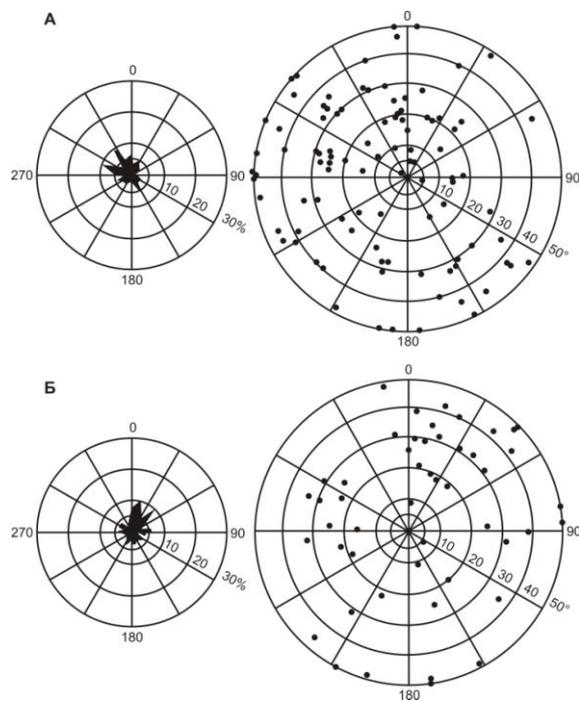


Рис. 22. Диаграммы ориентировки длинных осей галек во втором (А) и третьем (Б) фрагментах напорно-насыпной гряды, показанной на рис. 21.

О.Н. Соломина и др. [1988] выделили четыре основных типа ориентировки обломков, присущих насыпным моренным грядам: упорядоченную ориентировку по направлению движения ледника, упорядоченную ориентировку вкrest направления движения ледника, сочетание двух первых типов ориентировки и беспорядочную ориентировку. Сохранение ориентировки обломков, приобретенной в процессе перемещения в придонных слоях ледников, указанные исследователи рассматривают как возможное доказательство участия блоков мореносодержащего льда в строении конечных морен. Применительно к охарактеризованным грядам такое объяснение не подходит, поскольку блоки мореносодержащего льда должны были привести к дизъюнктивным нарушениям в разрезах гряд и появлению термокарстовых просадок на их поверхности. Нами подобные проявления не наблюдались. Вместе с тем несомненно, что и в нашем случае гальки перемещались в плотной среде. Иначе они сориентировались бы параллельно склону гряды. Одним из возможных агентов переноса обломочного материала, помимо оползней и рассеянных гидродинамических потоков, могли быть обломочные потоки.

Р.В. Фишер [Fisher, 1971] успешно развивает гипотезу о существовании двухфазного обломочного потока на примере формирования отложений, содержащих крупные обломки (валуны и т.п.). В качестве первой фазы – однородной жидкости с высокой плотностью - он рассматривает смесь воды, песка и более мелких частиц, а в качестве второй – крупные обломки, значительно отличающиеся по размеру от максимальных по размеру частиц первой фазы. Признаками отложений из таких потоков являются плохая сортировка,

неподдерживаемый каркас из крупных обломков, выравнивание вытянутых обломков по напластованию, инверсия градации и слабое эрозионное воздействие на породы ложа. В некоторых пластах рассматриваемых нами краевых образованиях наблюдаются отдельные признаки отложений обломочных потоков, как-то: неподдерживаемый каркас и слабое воздействие на подстилающие отложения. Однако для окончательного решения вопроса об участии отложений обломочных потоков в сложении напорно-насыпных краевых гряд необходимы наблюдения в свежих экскаваторных разрезах подобных тем, которые используются для изучения четвертичных отложений, например, в Финляндии.

3.2.2. Парагенезисы флювиогляциальных дельт: пески и песчано-гравийные смеси

В разделе 3.1.1. отмечалось, что в области рассекающей дегляциации и по количеству месторождений и по запасам песка и песчано-гравийных смесей лидирующее положение занимают флювиогляциальные дельты. В наиболее глубоких карьерах под типичными флювиогляциальными осадками вскрыты отложения обломочных потоков, которые местами тоже могут представить практический интерес как источник песка и гравия.

Отложения гидродинамических потоков

Дельты, как уже неоднократно отмечалось, сконцентрированы в западной части Кольского региона, где в позднем валдае и голоцене господствовала рассекающая дегляциация. Их расположение показано на рис. 23. На остальной территории региона дельты встречаются крайне редко. Они обычно приурочены к линейным депрессиям, реже к более или менее изометричным понижениям рельефа. К проксимальным частям дельт подходят озы и ложбины стока, которые маркируют внутри- и наледниковые долины, по которым обломочный материал поставлялся в приледниковые бассейны. Размеры дельт варьируют от 0.3-0.5 до нескольких десятков квадратных километров. Мощность слагающих их отложений в среднем составляет 10-20 м, достигая на северо-западе полуострова 80 м (дельта Соловарака). Форма дельт зависит, в основном, от формы вмещающей её депрессий коренного рельефа. Выделяются прямоугольные, треугольные и изометричные дельты. Морфология их поверхности определяется характером ложа и степенью воздействия активного льда на уже сформированную толщу флювиогляциальных отложений. Ровная поверхность характерна для дельт, образовавшихся на полностью освобожденной ото льда территории. Такие дельты развиты, например, в долинах рек Касесйок и Тунтсайоки. В случае накопления флювиогляциальных осадков в области распространения мертвого льда после стаивания последнего поверхность дельты становится холмисто-западинной. Холмисто-западинный рельеф свойственен дельтам долины р. Саллайоки и района депрессии оз. Вуориярви. Холмисто-грядовая поверхность

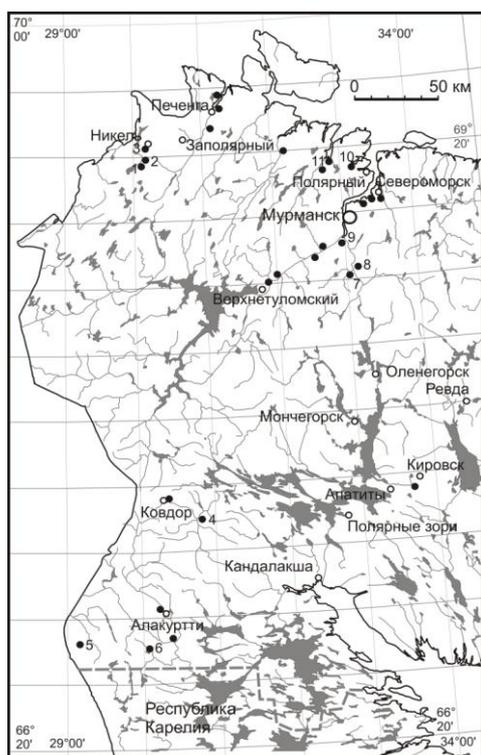


Рис. 23. Распространение флювиогляциальных дельт в западной части Кольского региона.

Крупными черными кружками с номерами обозначены дельты, упоминаемые в тексте. Дельты в долинах рек: 1 – Касесйоки; 2 – правого притока р. Шуонийоки; 3 – Тунтсайоки; 4 – Куропты; 5 – Саллайоки. Дельты: 6 – в районе озера Вуориярви; 7 – Магнетиты; 8 – Шонгуй; 9 – Соловарака; 10 – в губе Сайда; 11 – в губе Ура. Упомянутая в тексте Ривдозерская дельта расположена в северных предгорьях Ловозерских тундр за пределами рисунка.

дельт, например Урагубской, является следствием дислоцирования флювиогляциальных отложений активным льдом. В целом же, поверхности дельт, не осложненных постседиментационными процессами, наклонены в дистальном направлении и в поперечном сечении часто имеют слегка выпуклый профиль.

Модель строения и формирования флювиогляциальных дельт разработал А. Микалаускас [1985]. Она приведена на рис. 24. В северо-восточной части Балтийского щита, как и в Прибалтике, развиты дельты ледниковых тоннелей и каналов и дельты устьев долин стока и водноледниковых магистралей, разновидностью которых являются зандро-дельты. Дельты ледниковых тоннелей формировались селеподобными потоками, которые, вытекая из туннелей, отлагали в неглубоком водоеме основную массу переносимого ими обломочного материала в виде более или менее однородных грязекаменных толщ (Ривдозерская дельта). Образование зандро-дельт имело место, когда между краем ледника и приледниковым водоемом находилось некоторое пространство. На нем блуждающие потоки формировали привершинную крупнообломочную часть дельты, впадая затем в приледниковый водоём и образуя центральную и дистальную части дельты. Такова, например, Шонгуйская дельта. Необходимо отметить, что дельты указанных типов невелики по размерам и весьма ограниченно распространены в регионе. Поэтому целесообразно сконцентрировать внимание на характеристике строения дельт, образовавшихся в устьях долин стока и водно-ледниковых магистралей – основном источнике песка и песчано-гравийных смесей.

Эти дельты формировались в линейно вытянутых депрессиях коренного фундамента. В настоящее время они вскрыты многочисленными карьерами, наиболее «свежие» из которых дают возможность изучить внутреннее строение дельт. К сожалению, в Кольском регионе валуны кристаллических пород не используются для производства гравия. Поэтому проксимальные части дельт, сложенные обычно крупнообломочным материалом очень редко вскрываются. Нам удалось с разной степенью детальности, зависящей от сохранности выработок, исследовать привершинные части дельт в долине правого притока р. Шуони-Йоки и в районе губы Сайда.

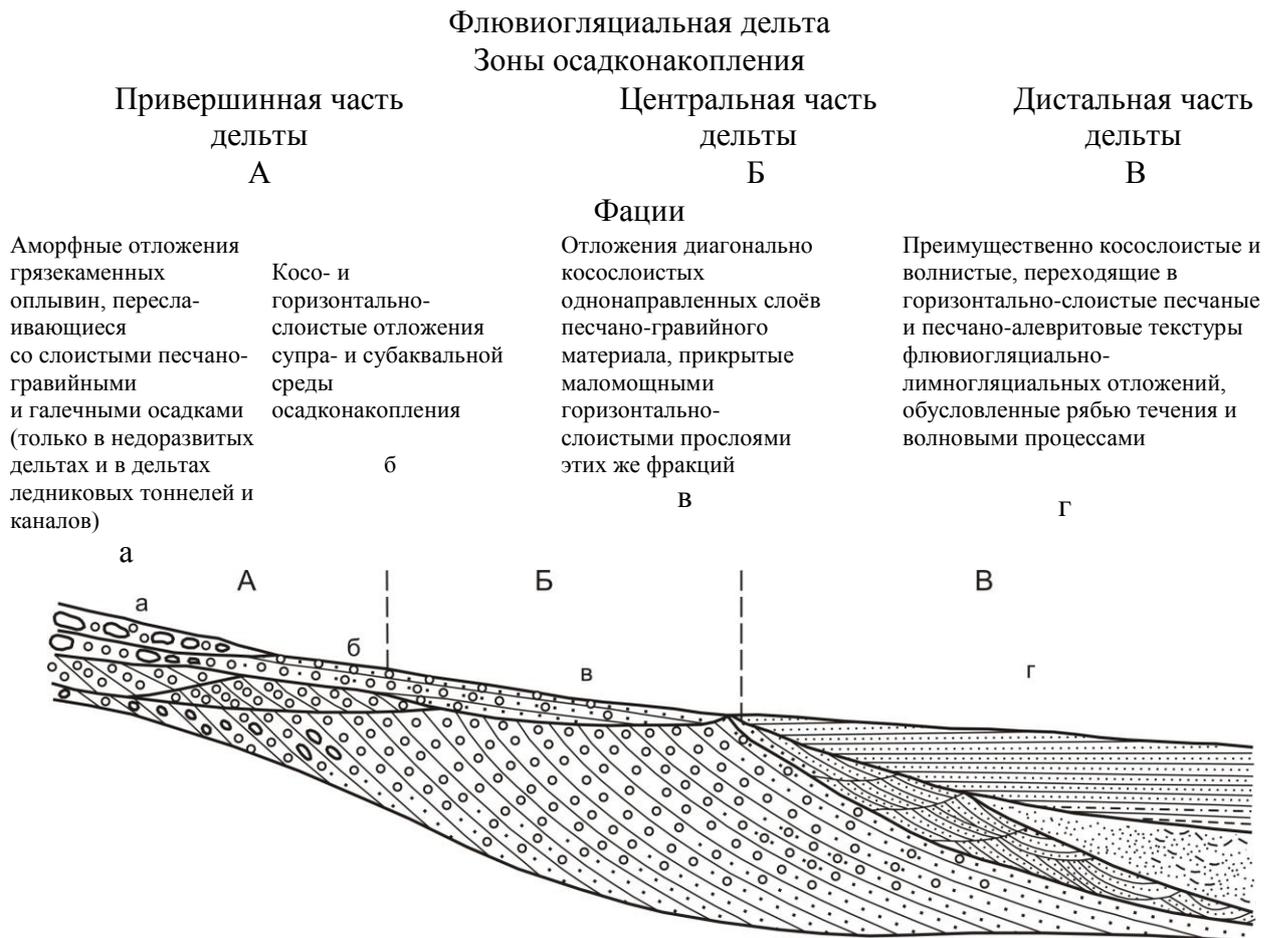


Рис. 24. Принципиальная схема строения и динамики осадконакопления флювиогляциальной дельты [Микалаускас, 1985].

В первом местонахождении разрез представлен валунно-галечным материалом (60%) с единичными прослоями и линзами песка. Валуны слабо и средне окатаны. Их размер обычно составляет 20-30 см в поперечнике, редко достигая 60-70 см. Промежутки между валунами заполнены смесью песка и гравия. Мощность прослоев песка с гравием и редкой галькой изменяется от 10 до 40 см. Песок средне- и крупнозернистый с неотчетливой горизонтальной слоистостью. Линзы также сложены средне- и крупнозернистым песком. Их длина измеряется первыми метрами, мощность достигает

30 см. Проксимальная часть Сайдагубской дельты образована тоже валунно-галечными отложениями. Содержание галек и валунов составляет около 60%. Крупные обломки плохо и средне окатаны. Размер их убывает в дистальном направлении. Промежутки между гальками и валунами заполнены крупнозернистым гравелистым песком. В толще намечается грубая субгоризонтальная слоеватость вследствие некоторой дифференциации крупнообломочного материала по размеру.

Наиболее интересна в практическом и генетическом отношениях средняя часть рассматриваемых дельт. Она, как следует из принципиальной схемы строения дельты (рис. 24), представлена диагонально-косослоистыми отложениями, перекрытыми субгоризонтально-слоистыми осадками примерно того же гранулярного состава. В Кольском регионе диагонально-косослоистые толщи являются основными отложениями дельт и встречены во всех изученных дельтах. Они часто, а возможно и повсеместно имеют линзовидное строение. Ширина линз составляет от нескольких метров до первых десятков метров, длина по падению часто несколько превышает ширину. Линзы, ориентированные под различными углами к оси дельты и падающие под различными углами, вложены друг в друга. В продольном разрезе видна диагональная слоистость с изменяющимися углами падения слоёв. Примером может служить разрез Сайдагубской дельты (рис. 25 Б). Здесь в средней части дельты обнаружены наиболее протяженные косые слои, длина которых составила более 20 м при перепаде высот 15 м. Мощность слоёв ритмично построенной толщи составляет 1-1.5 м. Один из слоёв задокументирован в двух пересечениях. В верхнем из них (рис. 25 В, разрез I) слой слагает гравийно-галечный материал с прослоями гравелистого песка, тогда как в нижнем пересечении в слое доминирует песок (рис. 25 В, разрез II). Иными словами, наблюдается убывание размера обломочного материала вниз по разрезу, что характерно для диагонально-косослоистых серий (рис. 24).

Некоторое представление о гранулярном составе отложений средних частей дельт Сайдагубской и самого крупного из месторождений песка и гравия Соловарака дают результаты анализов, выполненные при проведении разведочных работ [Ревин, 1955; Фурман, 1956]. Они приведены в таблице 5. Анализ таблицы показывает, что спектр гранулярного состава отложений очень широкий: в значительных количествах присутствуют валуны, гравий и песок. В проанализированных отложениях Сайдагубской дельты содержится от 3 до почти 31% валунов, 22.5-63.5% гравия и 15.7-76.2% песка. В отложениях дельты Соловарака на долю валунов приходится от 0 до 51%, гравия – от 2.2 до 67.1% и песка – от 16.7 до 97.5% при невысоком содержании частиц менее 0.14 мм.

Дистальная составляющая части дельт Кольского региона не отвечает таковой на принципиальной схеме строения дельт (рис. 24). В этих дельтах до последнего этапа их

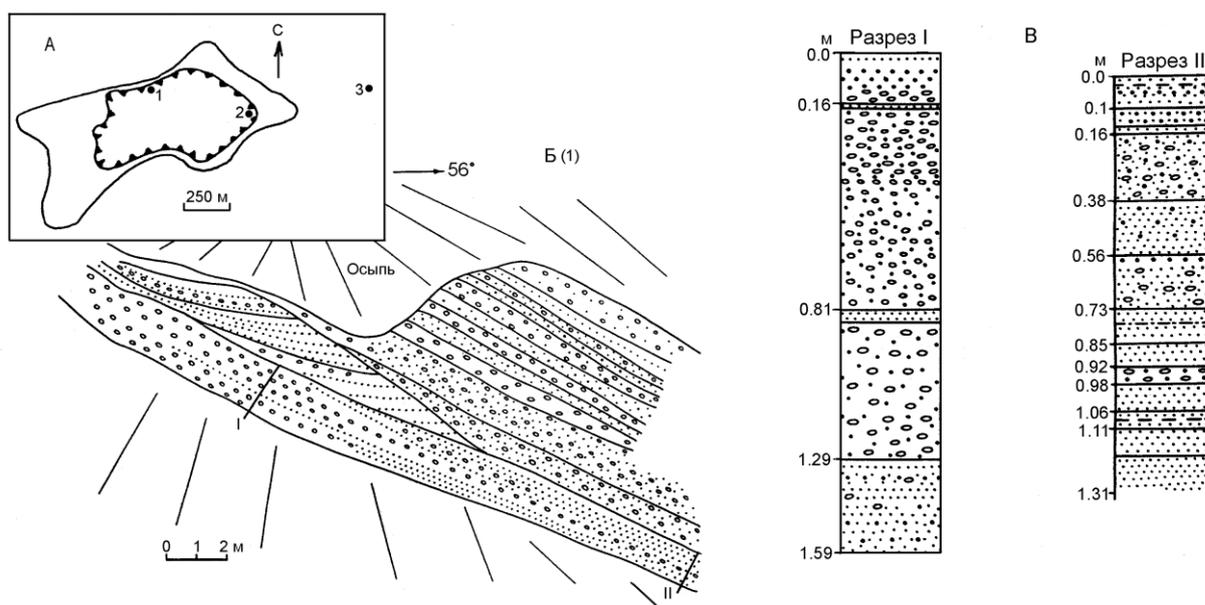


Рис. 25. Расположение Сайдагубской дельты (А) и разрезов её средней части (Б, В).

А: сплошной линией показано очертание дельты в плане, а линией с зубчиками - контур карьера; черными кружками обозначено расположение разрезов: 1 – Б на данном рисунке, 2 – дистальной части дельты (описание дано в тексте), 3 – разреза толщи ледниково-морских глин, помещенного на рис. 38.

Б и В: условные обозначения приведены на рис. 21.

существования сохраняется передовой склон и строение, свойственное их средней части. Такова, например, Сайдагубская дельта, в дистальной части которой вскрыт следующий разрез (глубины в м):

- 0.0-0.9 – гравийно-галечная неотчетливо слоистая толща с очень редкими валунами, интенсивно измененная почвенными процессами;
- 0.9-2.5 – гравийно-галечная слоистая толща вследствие неравномерного распределения галек в разрезе, падает под углом 15° по азимуту 30° ;
- 2.5-3.2 – песок слоистый: чередуются слои крупно- и мелкозернистого песка мощностью, соответственно 10 и 5 см, встречаются редкие линзы гравийника мощностью 5-10 см, залегает, как вышележащая толща, срезает подстилающие отложения;
- 3.2-5.7 – толща чередующихся слоёв гравийника мощностью около 40 см и галечника мощностью от 20 до 40 см, залегает согласно с нижележащими отложениями;
- 5.7-7.6 – гравийник с галькой и редкими валунами неотчетливо слоистый, залегает согласно с нижележащим песком;
- 7.6-8.0 – песок крупнозернистый однородный, падает под углом 25° по азимуту 80° ;

8.0-9.2 – галечник с редкими валунами и прослоями крупнозернистого песка мощностью 5-7 см, залегает, как и перекрывающий его песок;

9.2-10.5 – толща чередующихся слоев галечника мощностью 10-20 см и среднезернистого песка мощностью 10-25 см, залегает, как вышележащий галечник.

Охарактеризованные осадки срезают падающую к северу под углом менее 5° толщу слоистых песков различной зернистости, вплоть до тонкозернистых, с редкими прослоями и линзами гравийника. Эта толща на глубине около 10.5 м перекрывает отложения обломочных потоков, детально рассмотренные в следующем разделе.

Совершенно иной вид имеет разрез дистальной части дельты Магнетиты (рис. 26). Отчетливо видно сложное строение косослоистой толщи, представленной гравийно-песчаными отложениями. В её сложении принимают участие слои с различными углами и азимутами падения. В дистальном направлении углы падения слоев иногда уменьшаются. Среди песчаных отложений залегает линза гравийно-галечного материала.

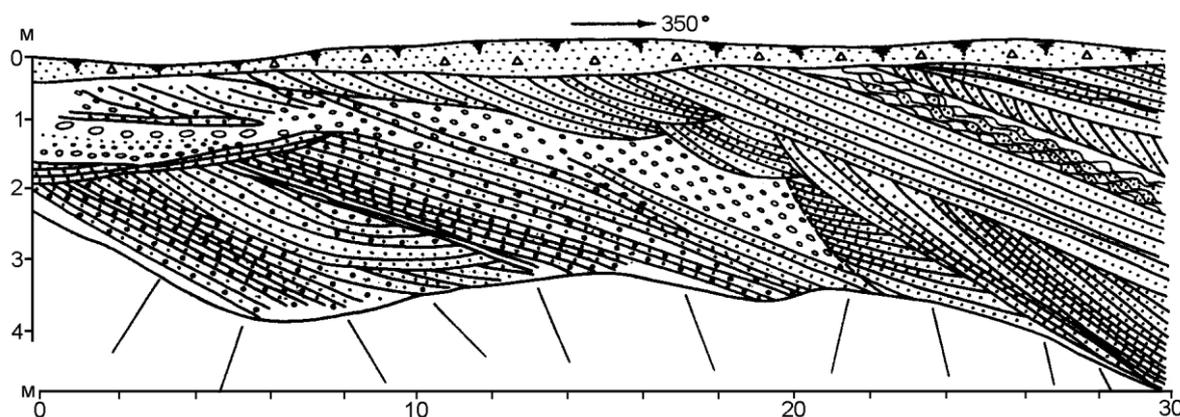


Рис. 26. Разрез дистальной части дельты Магнетиты (зарисовка В.В. Кольки).

Условные обозначения на рис. 21

В слое мелкозернистого песка северной части разреза установлена косоволнистая слоистость, что сближает данный разрез с разрезом дистальной части дельты на принципиальной схеме её строения (рис. 24). В нашем распоряжении нет достаточного количества материала для ответа на вопрос о причинах различия в строении дистальных частей флювиогляциальных дельт региона. Можно предположить, что строение, подобное установленному в дельте Магнетиты, характерно для дельт, сложенных в основном песчаным материалом.

Помимо непрерывно формировавшихся дельт, о которых говорилось выше, в Кольском регионе встречаются двухрусные дельты, образовавшиеся, соответственно, в два этапа. Одна из них обнаружена на левобережье р. Куропты. К первому этапу относится диагонально-слоистая серия, в которой чередуются слои крупнозернистого гравелистого

песка со слоями того же песка с галькой. Падают слои по азимутам от 95 до 170° под углами от 12 до 36°. Эти осадки местами отлагались на сохранившиеся линзы льда, при вытаивании которых образовались небольшие бессточные котловины, наблюдаемые на выровненной поверхности дельты. Более низкий ярус дельты образуют косослоистые пески различной зернистости, переслаивающиеся с гравийником и алевроитом. Падают слои по азимутам 25-61° под углами от 10 до 35°. Формирование этого яруса связано с тем, что после отступления льда к западу, вероятно, понизился уровень воды в приледниковом водоёме, и обломочный материал начал поставляться потоками талых вод с юго-запада по освободившейся ото льда долине притока р. Куропты, тогда как поступление материала с северо-запада прекратилось.

На рис. 27 приведены диаграммы ориентировки косых слойков в отложениях верхнего и нижнего ярусов. Компактность пиков на диаграммах свидетельствует об отложении обломочного материала ориентированными потоками.

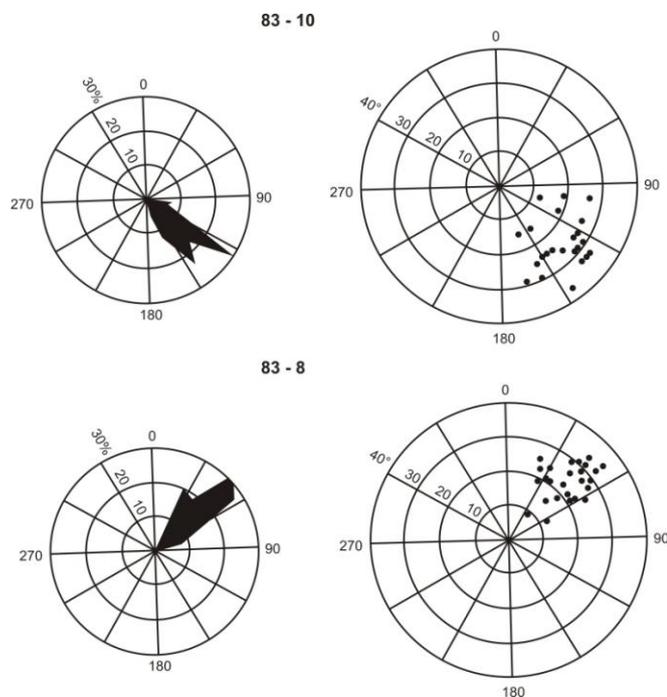


Рис. 27. Ориентировка косых слойков в отложениях верхнего (83-10) и нижнего (83-8) ярусов дельты Куропты.

Уместно отметить, что в дельте долины р. Печенги обнаружена диагонально-слоистая толща, в которой чередуются слои валунно-галечных отложений мощностью 30-40 м со слоями гравийника с галькой мощностью 100-150 см с выдержанными элементами залегания на значительном расстоянии. Замеры элементов залегания на протяжении примерно 150 м показали, что изменения в азимутах и углах падения составляют первые

Таблица 5

Гранулярный состав отложений средней части флювиогляциальных дельт

Место взятия пробы	Интервал опробов., м	Размеры фракций в мм и их содержания в %												Сум- ма
		+150	150-70	70-40	40-20	20-10	10-5	5-2.5	2.5- 1.25	1.25- 0.63	0.63- 0.315	0.315- 0.14	-0.14	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сайдагубская дельта														
Шурф- скв. 244	0.8-2.55	19.53	11.2	10.86	9.94	8.70	6.6	5.51	10.0	13.38	0.87	1.92	1.31	99.82
	2.55-4.8	12.63	6.2	13.13	10.72	7.96	5.54	4.40	12.63	23.1	1.01	2.29	1.1	100.71
	4.8-5.45	0.17	1.05	2.98	6.66	6.68	6.22	4.52	19.31	48.28	1.76	1.6	0.68	99.91
	6.25-8.25	4.80	9.59	16.28	16.09	10.09	5.04	4.23	7.12	17.47	2.23	5.27	1.96	100.17
	8.25-10.0	4.49	11.34	12.07	14.24	16.38	7.30	2.71	6.33	16.72	2.09	4.37	1.92	99.96
	10.7-11.4	1.21	1.81	3.28	6.49	10.85	8.93	4.75	8.49	21.41	4.01	14.27	13.79	99.29
Шурф- скв. 248	0.85-3.55	3.18	1.07	5.28	5.41	5.49	6.2	2.93	10.41	27.66	5.28	11.0	15.33	99.24
	3.55-5.7	2.64	1.86	5.52	9.77	11.40	8.63	4.15	12.75	34.47	3.24	4.03	1.5	99.96
	5.7-8.5	6.91	6.65	17.6	19.07	16.75	10.06	4.14	7.39	6.93	0.73	2.0	1.7	99.93
	8.5-11.3	2.49	3.45	8.77	15.71	15.80	10.46	4.65	12.05	18.84	1.78	3.78	2.08	99.86
	11.3-12.05	7.38	8.98	18.80	10.6	6.0	3.82	2.53	8.08	17.01	3.02	9.01	4.75	99.98
Шурф- скв. 249	2.55-4.65	10.43	9.29	9.77	13.83	12.51	12.54	5.34	10.91	12.03	0.54	1.6	1.15	99.94
	4.65-6.40	8.48	4.01	6.97	11.78	12.67	12.62	12.74	19.46	10.50	0.13	0.26	0.35	99.97
	6.40- 8.45	14.35	6.74	7.45	11.02	12.77	17.82	9.05	12.15	7.74	0.15	0.38	0.28	99.90
	8.45-11.05	6.78	8.51	11.83	17.29	19.23	17.01	8.09	8.22	2.55	0.08	0.19	0.15	99.93
	11.05-13.5	8.19	7.63	10.26	19.11	13.76	18.02	9.60	7.11	5.19	0.25	0.51	0.3	99.93
	13.5-15.55	10.87	18.95	16.17	15.99	16.10	14.98	3.20	2.81	1.43	0.08	0.18	0.18	100.94

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Дельта Соловарака														
Шурф 1	0.25-3.0	12.8	17.54	5.47	5.25	7.58	13.79	9.76	4.45	7.72	7.84	5.34	2.43	99.94
	3.0-5.05	3.87	9.1	3.61	5.48	9.02	11.65	20.96	13.98	13.40	5.7	2.29	0.92	99.98
	5.05-7.6	4.46	7.57	11.40	9.51	12.72	18.85	11.86	9.48	8.91	3.78	0.98	0.45	99.97
	7.6-10.55	3.86	4.6	9.01	14.98	17.48	22.72	7.31	3.82	5.60	5.00	4.22	1.31	99.91
	10.55-13.15	9.27	8.9	10.77	9.96	10.95	14.99	11.76	9.96	8.4	3.05	1.27	0.69	99.97
	13.15-15.8	6.24	4.41	7.66	10.96	11.23	12.84	14.55	4.26	11.70	9.07	3.79	3.21	99.92
	15.8-18.6	13.33	9.3	12.20	12.77	13.86	15.22	9.07	5.04	5.73	1.77	0.83	0.7	99.82
Шурф 2	0.85-2.45	30.53	-	-	-	-	2.22	6.39	4.45	17.11	22.46	9.74	7.07	99.97
	2.45-3.7	41.05	10.18	8.83	7.08	5.51	6.12	3.7	2.58	6.02	4.95	2.81	1.68	100.51
	3.7-5.10	33.49	14.46	12.02	8.44	7.38	7.45	5.59	1.93	3.85	2.75	1.31	1.28	99.95
	5.10-6.0	-	0.88	1.54	3.11	2.47	2.68	4.97	7.37	36.19	33.74	5.32	1.79	99.96
	6.0-7.6	-	-	-	-	-	2.50	2.08	4.89	48.28	35.94	5.69	0.65	100.03
	7.6-8.5	12.94	3.45	5.94	9.42	16.16	21.69	12.70	5.09	6.91	4.35	0.78	0.53	99.96
	11.0-13.6	-	7.83	7.57	11.47	12.48	20.70	17.39	8.53	8.76	3.43	0.84	0.97	99.97
	13.6-16.8	6.32	2.41	5.66	9.52	14.19	24.66	18.15	9.64	7.04	1.43	0.42	0.54	99.98
	16.8-18.9	4.10	2.84	7.19	11.17	19.51	29.24	18.08	4.68	1.95	0.5	0.29	0.42	99.97

градусы. Очевидно, параметры флювиального потока в течение достаточно длительного времени не претерпевали существенных изменений. Вместе с тем, как было показано при характеристике отложений проксимальной части Сайдагубской дельты, ориентировка слоистости на ограниченном расстоянии изменялась более чем на 90°. Для детальной реконструкции направлений перемещения потоков на протяжении всего периода формирования дельты необходимы дальнейшие скрупулезные исследования при наличии хороших обнажений в карьерах.

Отложения обломочных потоков

Прежде чем перейти к рассмотрению фактического материала необходимо сделать несколько предварительных замечаний, касающихся принятой терминологии и условий существования обломочных и мутьевых потоков. Вслед за А.С. Поляковым [2001] мы полагаем вполне рациональным выделение среди гравититов в морских водоёмах, помимо камнепада, крипа осадков, сползания блоков и оползней, всего двух видов потоков: обломочных потоков различного состава (песчаных, иловых и т. д.) и турбидитных течений низкой плотности (мутьевых потоков). Точного граничного значения плотности указанных потоков не существует. Однако вероятно для потока низкой плотности это значение не должно превышать 1.14-1.16 г/см³ при плотности частиц, равной 2.65 г/см³. Такое значение отвечает 9%-ной концентрации взвеси, при которой расстояния между частицами равно диаметру частицы и возникает вероятность столкновения частиц [Bagnold, 1954 и др.]. Обломочный материал в мутьевых потоках поддерживается во взвешенном состоянии посредством турбулентности, по мере ослабления которой происходит отложение всё более тонких обломочных частиц. Обломочный поток – это пластичный поток, в котором обломочный материал поддерживается напряжением матрикса, дисперсным давлением и равновесием плавучести (buoyant lift) [Shanmugam, 1996]. Он, как отмечалось, не оказывает эрозионного воздействия на подстилающие осадки. Осаждение из таких потоков происходит в определенный момент посредством одновременной остановки всего перемещающегося обломочного материала.

Отложения обломочных потоков от прочих осадков отличаются следующие признаки: 1 - концентрация перемещенных обломков уплотненного илистого осадка вблизи верха слоев песчаника; 2 - обратная градация; 3 – флотация кварцевых гранул в тонкозернистых песчаниках; 4 - плоскостная ориентировка обломков; 5 – сохранение обломков хрупкого сланца; 6 – неправильный верхний контакт и латеральное выклинивание («замораживание» (freezing) первичного рельефа); 7 - детритовый матрикс [Shanmugam et al., 1995; Shanmugam, Moiola, 1995]. Все устанавливаемые в разрезах признаки осадков пригодны для расшифровки только финальных стадий отложения

[Shanmugam, 1996]. К сожалению, они далеко не всегда позволяют расшифровать механизм транспортировки обломочного материала, поскольку нельзя исключить возможность трансформации потоков во время передвижения. Так, Б. Грузска и Т. Зелинский [Gruszka, Zielinski, 1966] обосновывают возможность превращения обломочного потока в турбулентный. В литературе имеются также примеры обратного перехода [McCave, Jones, 1988]. Вместе с тем М. А. Хемптон [Hampton, 1972] показал, что турбулентное смешивание обломочного потока с водой затруднено, поскольку поток сохраняет ламинарный режим; только в лобовой части обломочного потока, где формируется сдвиговый слой, возникает турбулентное течение низкой плотности.

Отложения обломочных потоков обнаружены нами под осадками гидродинамических (флювиогляциальных) потоков в наиболее глубоких карьерах, вскрывающих Урагубскую и Сайдагубскую флювиогляциальные дельты. Первоначально они были отнесены к отложениям мутьевых потоков, но дальнейшие исследования показали, что это типичные отложения обломочных потоков, крупность зерен которых в целом возрастает вверх по разрезу и убывает в дистальном направлении.

В средней части обеих дельт, непосредственно под наклонными слоями, некогда формировавшими передовые склоны этих дельт, развиты гравийники, переслаивающиеся с песками. Их положение в Урагубской дельте показано в работе [Yevzerov, 1993]. Внешний вид гравийника из средней части Сайдагубской дельты хорошо виден на рис. 28. Под гравийником в этой части дельты залегают песчаные отложения с редкими прослоями гравия, отложившиеся из обломочных, мутьевых и гидродинамических потоков (рис.29 А). К типичным образованиям обломочных потоков относятся:

- мелко- и среднезернистые пески, переходящие вверх по разрезу, соответственно, в пески средне- и крупнозернистые гравелистые;
- однородный гравийник, венчающий разрез;
- слои среднезернистого однородного песка из основания разреза;
- слои песков с прямой градацией в интервале 1.67-1.97 м.

Отложения с прямой градацией могут быть сформированы обломочными потоками [Поляков, 2001]. Слои песков средне- и мелкозернистых, переслаивающихся с песками, для которых характерна обратная градация (интервалы 0.4-0.85 м и 1.17-1.6 м), образованы, видимо, верхними турбулентными течениями, сопровождавшими обломочные потоки. Подобные течения были получены экспериментально [Postma, Nemes, Kleinspehn, 1988]. Кроме того, в разрезе присутствуют и отложения гидродинамических потоков. Об их функционировании несомненно свидетельствуют

размыв в верхней части разреза и наличие слойка песка с косоволнистой слоистостью (интервал 1.75- 1.83).

Осадки обломочных потоков, обнаруженные в дистальной части Сайдагубской дельты (рис. 29 Б), в целом более мелкозернисты по сравнению с осадками только что охарактеризованного разреза. Они образуют слойки с обратной градацией и однородные слойки, между которыми располагаются слойки алеврита или алеврита, переслаивающегося с тонкозернистым, близким к мелкозернистому песку. При формировании слойков мелкозернистого однородного песка (интервал 0.67-1.05 м) не проявлялось

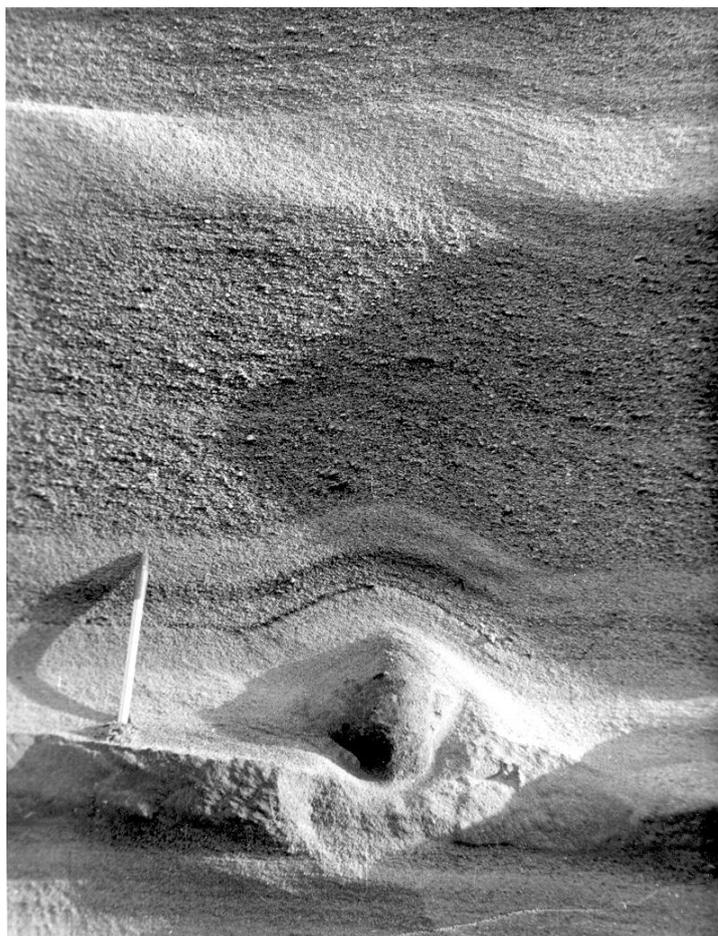


Рис. 28. Гравийник, залегающий под диагонально-слоистыми отложениями средней части Сайдагубской дельты (верхняя половина фотографии), и песчано-гравийные отложения, облекающие валун (нижняя часть снимка). Фото В.В. Кольки.

эрозионное воздействие на осадки ложа, о чем свидетельствует сохранность тонких алевритовых слойков. Отчетливо видны только текстуры нагрузки. Обращает на себя внимание также присутствие гравия и гальки в кровле тонкого слойка мелкозернистого песка с обратной градацией на глубине около 0.5 м. Образование алеврита и алеврита, пе-

ресслаивающегося с песком, происходило, скорее всего, из турбулентных мутьевых течений, сопровождавших обломочные потоки. В рассматриваемом разрезе к следам деятельности гидродинамических потоков относятся размыв и отложение крупнозернистого песка на глубине порядка 65 см и образование слоя песка тонкозернистого с косоволнистой слоистостью (глубина ~ 0.54 м). Охарактеризованные пески Сайдагубской дельты по результатам разведки пригодны для содержания дорог. Изложенный материал показывает, что по мере продвижения передового склона дельты вслед за отступающей береговой линией Баренцева моря, происходило формирование осадков обломочных потоков. Размер частиц отложений этих потоков уменьшался во времени.

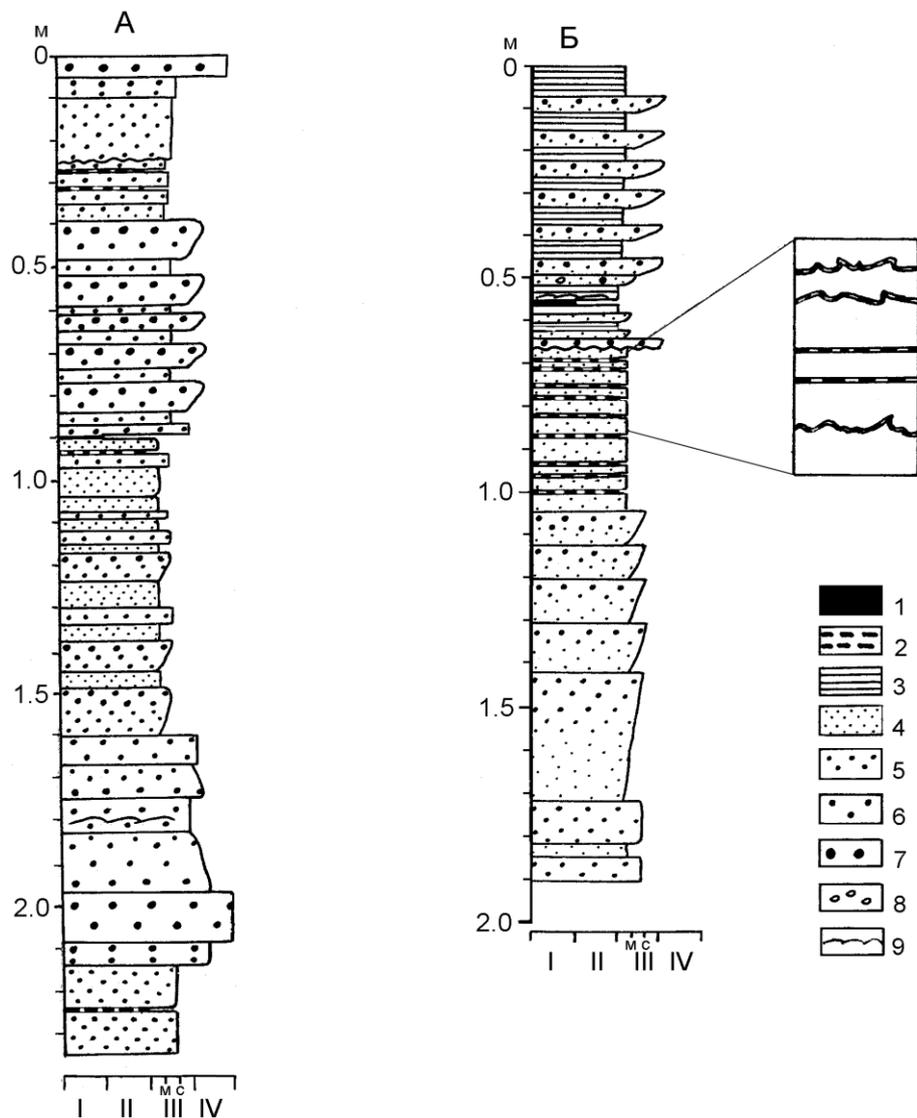


Рис. 29. Разрезы отложений обломочных потоков в средней (А) и дистальной (Б) частях Сайдагубской дельты.

1 – глина; 2 – алеврит; 3 – тонкое переслаивание алеврита и тонкозернистого песка, близкого к мелкозернистому; 4 – песок мелкозернистый; 5 – песок средне- и крупнозернистый; 6 – гравий; 7 – галька; 8 – косоволнистая слоистость.

I – глина; II – алеврит; III – песок: м – мелкозернистый, с – среднезернистый, крупнозернистому песку отвечает граница между III и IV; IV – гравий.

Разрезы А и Б располагаются, соответственно, у точек 1 и 2 на рис. 25 А.

3.2.3. Парагенезисы флювиогляциальных дельт: кирпичные глины

В разделе 3.1.2. отмечалось, что в Кольском регионе распространены три типа месторождений легкоплавких (кирпичных) глин: озерно-ледниковые, ледниково-морские и морские, причем наиболее широко развиты ледниково-морские. Рассмотрение материала по глинам целесообразно начать с определения геоморфологической и геологической позиции их залежей, а затем перейти к данным по озерно-ледниковым глинам вследствие того, что нам впервые удалось проследить за изменением строения одной из залежей глин на всем её протяжении: от передового склона дельты до дистального окончания. Полученный материал имеет большое значение: он в значительной мере облегчает понимание строения залежей ледниково-морских глин.

Месторождения озерно-ледниковых и ледниково-морских глин

В результате проведенных исследований установлено, что все крупные залежи легкоплавких глин, представленные ритмитами, ассоциируют с песчаными и песчано-галечными отложениями флювиогляциальных дельт, сменяя их в дистальном направлении. Маломощные слои ритмитов встречаются в разрезах дельтовых осадков. Глинистые прослойки наблюдались нами в толще песков двух флювиогляциальных дельт. Одна из них вскрыта карьером вблизи Шонгуйского месторождения глин, другая прорезана р. Большая Печенга в 2 км к югу от пос. Луостари. Парагенетическая связь песчаных отложений озера и дельт с ленточными глинами приледниковых озер ранее была установлена в Швеция [De Geer, 1940] и Канаде [Banerjee, 1973].

Взаимоотношение флювиогляциальных дельт и морских глинистых толщ отчетливо видно на приведенных в качестве примера схемах геологического строения отдельных участков распространения залежей легкоплавких глин Мурманской области и северной Карелии (рис. 30).

Сравнительный анализ схем показывает, что с увеличением площади дельты возрастает площадь развития глины. Зависимость эта, безусловно, нестрогая, поскольку площадь определяется и объемом материала и параметрами вмещающей дельту депрессии. Что же касается объемов дельтовых отложений и глин, являющихся в

конечном итоге дифференциатами ледниковых образований, то их соотношение должно отвечать таковому обломков соответствующих классов крупности в гранулярном спектре ледниковых образований. В разделе 3.1.2. мы показали, как это соотношение можно использовать для оценки ресурсов глин в случае, если известны запасы песка и песчано-гравийных смесей.

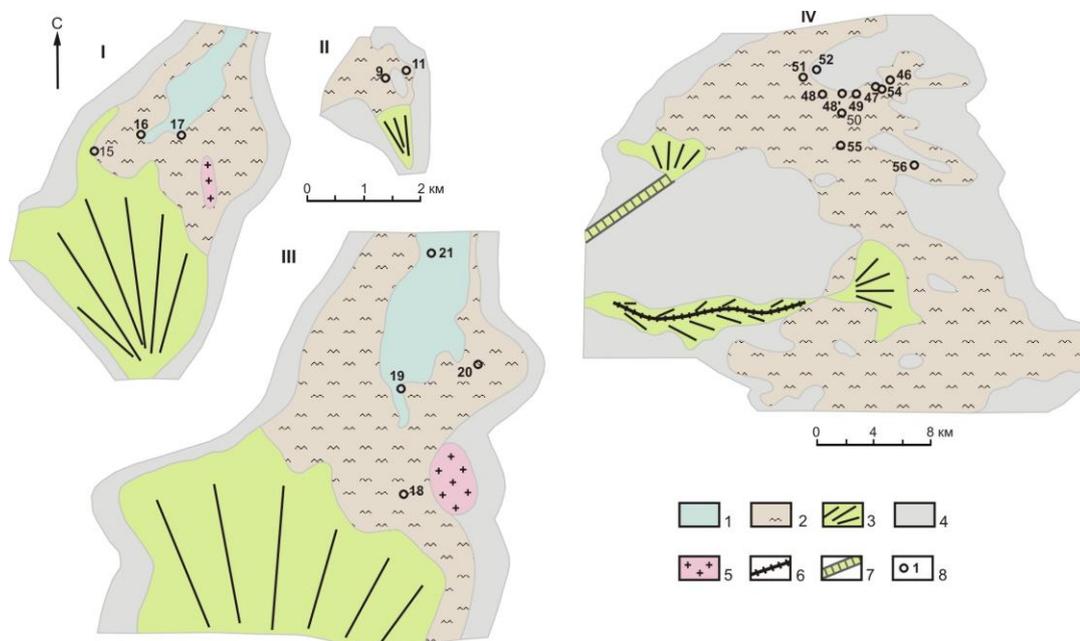


Рис. 30. Схемы геологического строения четвертичных отложений в районах развития крупных залежей кирпичных глин.

I – послеледниковые глинистые и песчаные отложения; 2 – позднеледниковые глины; 3 – песчано-галечные отложения флювиогляциальных дельт; 4 – морена последнего покровного оледенения; 5 – кристаллические породы; 6 – озы; 7 – ложбины стока талых ледниковых вод; 8 – точки наблюдения и их номера (в полевой документации перед всеми номерами точек наблюдения, показанными на схемах I-III, стоит цифра 85, что означает сокращенно 1985 г.).

Районы: I – Шонгуйского месторождения; II – Урагубского; III – Луостарского; IV – Кумского проявления глин. I-III составлены В.Я. Евзеровым, IV – фрагмент карты 1960 г., И.М. Экмана, А.Д. Лукашева и В.А. Ильина с дополнениями В.Я. Евзерова.

В западной части региона глинистые толщи, как и дельты, в основном приурочены к линейным депрессиям, которые открываются в сторону Баренцева и Белого морей. В центральной и восточной частях Кольского полуострова они локализованы в более или менее изометричных или линейных депрессиях, подпруживавшихся в период позднеледниковья материковым льдом.

Глинистые толщи характеризуются плохой обнаженностью: они частично вскрыты реками, а на отрабатываемых месторождениях – небольшими карьерами. Это обстоятельство серьёзно затрудняет воссоздание пространственно-временной картины смены фаций при формировании каждой конкретной залежи. Однако анализ всей совокупности материалов, собранных по почти десятку месторождений и проявлений глин, дает возможность расшифровать главные черты строения глинистых толщ и, соответственно, хода осадконакопления. Только одна из озерно-ледниковых толщ – усть-пялкская – обследована нами на всем протяжении. В залежах глин независимо от солёности вод конечного водоёма стока, в котором они накапливались, могут быть выделены проксимальная и дистальная части, различающиеся по строению и составу слагающего их материала. Отложения проксимальной зоны установлены в пределах Усть-Пялксского проявления и Шонгуйского месторождения легкоплавких глин, сформировавшихся, соответственно, в пресноводном водоеме и опресненном морском заливе. Протяженность проксимальной зоны в первом районе составляет 3-5 км. Близкие значения приводят и другие исследователи. Так, М. Саурамо [Sauramo, 1929] отмечает, что в пресноводном бассейне типичные ленточные глины (в нашем понимании осадки дистальной зоны) образуются на расстоянии 4 км от края ледника. Э.А. Пиррус [1963], изучивший глины приледниковых озер Эстонии, ориентировочно проводит границу области образования годичных лент с суточной ритмикой (в нашем понимании осадки проксимальной зоны) на расстоянии 3-4 км от края ледника. Таким образом, в пресноводных водоемах собственно глинистые залежи, представляющие практический интерес, располагаются не менее чем в 3 км от передового склона дельт. Что касается проксимальной зоны ледниково-морских глинистых осадков, то ее протяженность в районе Шонгуйского месторождения измеряется первыми сотнями метров. Не удивительно поэтому, что в других месторождениях мариногляциальных глин северо-восточной части Балтийского щита, где собственно глинистые залежи располагаются в непосредственной близости к отложениям флювиогляциальных дельт, осадки проксимальной зоны из-за плохой обнаженности не были установлены.

Обследованные осадки упоминавшихся проксимальных зон очень близки и по строению и по составу слагающего их материала. Наиболее полно вследствие широкого распространения и удовлетворительной обнаженности изучена усть-пялкская зона. По этой причине на характеристике ее отложений целесообразно остановиться подробно.

В среднем течении р. Усть-Пялки в среднем дриасе и аллереде существовало приледниковое озеро, образовавшееся вследствие подпруживания долины льдом, который занимал Беломорскую котловину в период образования краевых гряд внешней полосы

маргинального пояса II. Осадки проксимальной зоны этого озера вскрыты пятью разрезами, расположение и корреляция которых показаны на рис. 31. Корреляция осуществлена на основе палеомагнитных исследований глин, выполненных В.Г. Бахмутовым [Bakhmutov, Yevzerov, Kolka, 1993] в ходе совместных работ. Наиболее южный из разрезов (разрез 2, расположенный в непосредственной близости к флювиогляциальной дельте) в нижней части (2.25 м) представлен переслаивающимися алевритами и песками с субгоризонтальной и косоволнистой слоистостью. В отдельных интервалах пески неслоисты; наблюдаются отчетливые следы размывов и оползневые проявления. Верхняя часть этого разреза (1.55 м), а также разрезы 3 (2 м), 4 (3.0 м), 5 (4.0 м) и 7 (4.3 м) образованы типичными проксимальными лентами, в которых выделяются обычно нижняя преимущественно сложно и ритмично построенная алевритовая часть и верхняя глинистая. Вблизи дельты (разрез 2) в сложении нижней части лент наряду с алевритом принимает участие и песок мелкозернистый, близкий к тонкозернистому. Здесь же в глинистых слойках наблюдаются песчаные прослойки, которые в более северных разрезах сменяются алевритовыми. Следует отметить, что ни в одном из разрезов проксимальной зоны, исключая возможно самый южный, не вскрыто основание толщи озерно-ледниковых осадков.

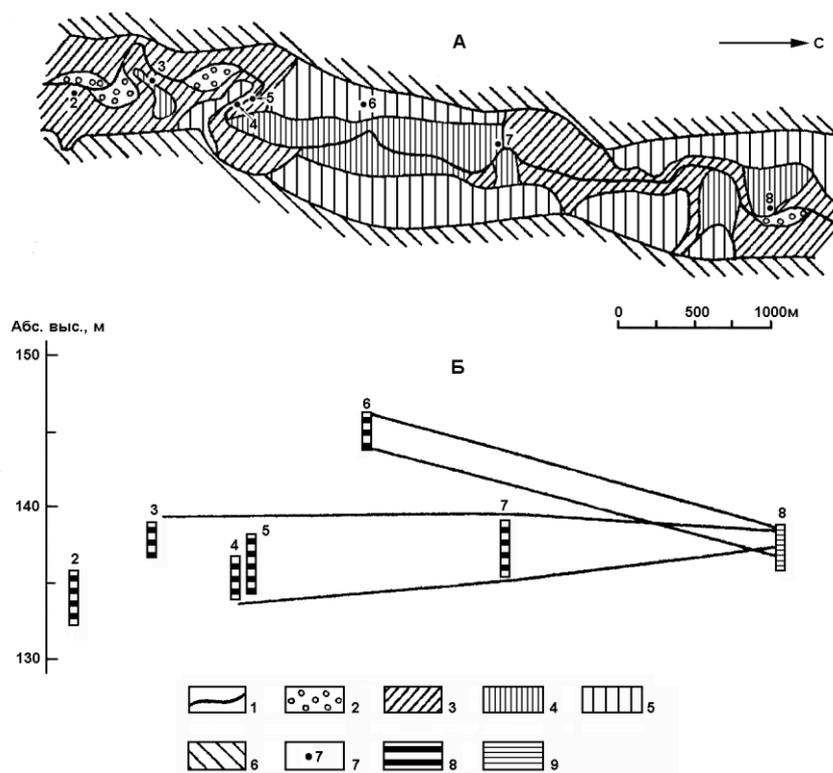
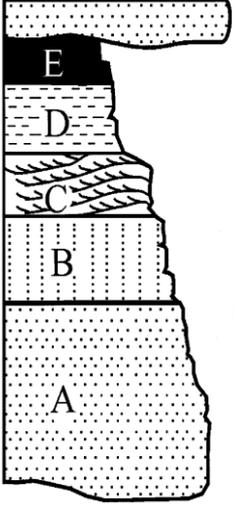


Рис. 31. Геоморфологическая схема (А) и корреляция (Б) изученных разрезов озерно-ледниковых отложений в среднем течении р. Усть-Пялки (приводится по: [Bakhmutov, Yevzerov, Kolka, 1993] с небольшими изменениями).

1 – русло реки; 2 – пойма; 3 – отлогие склоны; 4 – низкая терраса; 5 – высокая терраса; 6 – склоны депрессии; 7 – положение разреза и его номер; 8 – озерно-ледниковые осадки проксимальной зоны; 9 – озерно-ледниковые осадки дистальной зоны.

Таблица 6

Строение совершенного турбидита Боума - Аллена

Строение пятичленного ритма А. Боума [Booma, 1962]	Характеристики совершенного турбидита по Д.Р.Л. Аллену [Allen, 1984]			
 <p data-bbox="268 1153 550 1556">А – с градационной слоистостью; В – с субгоризонтальной параллельной слоистостью; С – с косоволнистой слоистостью; D – с субгоризонтальной параллельной слоистостью; Е – без видимой слоистости.</p>	Элемент ритма, материал	Характер слоистости элемента ритма	Режим потока и состояния ложа, на котором происходит осадконакопление	Энергетические характеристики потока
	Е - глина	Не слоистая	Режим более низкого потока. Плоское дно, отсутствие переноса материала	Энергия потока меньше 0.01 W/m^2
	D - глина + алеврит	Параллельная слоистость	Режим более низкого потока. Плоское дно, отсутствие переноса материала	Энергия потока меньше 0.01 W/m^2
	С - алеврит	Косоволнистая слоистость	Режим более низкого потока. Рябистое дно.	Энергия потока меньше 0.5 W/m^2
	В - алеврит	Параллельная слоистость	Режим более высокого потока. Плоское дно с переносом материала.	Энергия потока порядка $0.5 - 5 \text{ W/m}^2$
	А - алеврит	Градационная слоистость	Режим более высокого потока. Формирование антидюн на дне.	Энергия потока более 5 W/m^2

Судя по материалам исследователей, систематизированным Р. Градзиньским, А. Костецкой, А. Радомским и Р. Унруг [1980] указанная последовательность возникает в случае сильного торможения мутьевого потока к моменту начала отложения материала. В этих условиях сначала образуется осадок с градационной слоистостью, затем из бурного потока в фазу плоского дна формируется осадок с горизонтальной слоистостью. При дальнейшем падении скорости потока дно становится рябистым и происходит накопление осадка с косоволнистой слоистостью. Образование элемента ритма D связывается с выпадением зерен через придонный ламинарный слой в медленном потоке или

осаждением зерен различного размера из неравномерно разжиженных "сгустков" взвеси. Венчающий последовательность глинистый слой частично отлагается летом непосредственно из мутьевого потока и частично зимой из суспензии, продолжительность существования которой в водоемах значительно превышает период функционирования каждого из мутьевых потоков. В изученных разрезах эти составные части элемента ритма Е различаются по цвету: нижняя из них имеет зеленовато-серую окраску, близкую к алевритовым слойкам, а верхняя - характерный сургучный цвет. Изменение окраски связано, очевидно, с окислением железа в связи с большей насыщенностью кислородом воды в зимний период. Отношение Fe_2O_3 к FeO в зеленой глине равно 1.3 (среднее из 4 анализов), тогда как в сургучной оно возрастает до 1.9 (среднее из 3 анализов). Составляющие элемента ритма Е сургучного цвета представляют собой типичный глины, в которых суммарное содержание частиц менее 0.005 мм составляет примерно от 50 до 76 % (таблица 7).

Таблица 7

Гранулярный состав элемента ритма Е проксимальных лент озерно-ледниковых глин

Фракции в мм	Места взятия проб и содержания частиц различной крупности в %						
	Разрез 4, лента 6, ритм BCDE, 1.2 м	Разрез 4, лента 8, ритм BCE, 1.34 м	Разрез 4, лента 17, ритм BCE, 2.08 м	Разрез 4, лента 18, ритм ADE, 2.2 м	Разрез 5, Лента 13, ритм АЕ, 1.75 м	Разрез 5, лента 24, ритм BCE, 2.8 м	Разрез 5, лента 35, ритм ABCDE, 3.895 м
> 0.25	0.1	0.02	0.26	0.01	0.09	0.04	0.02
0.25-0.05	14.72	6.99	5.53	20.26	6.82	4.72	14.68
0.05-0.01	27.00	14.56	21.93	19.44	30.67	30.18	15.16
0.01- 0.005	5.95	2.73	5.22	2.46	11.94	1.5	5.14
0.005- 0.001	31.07	46.77	23.26	25.07	35.69	38.35	30.05
< 0.001	21.16	28.93	43.77	32.76	14.79	25.21	34.95
$\Sigma < 0.005$	52.23	75.70	67.03	57.83	50.48	63.56	65.0

На рис. 32 представлены кумулятивные кривые гранулярного состава осадков, слагающих полный пятичленный ритм. Из его анализа следует, что средний размер зерен обломочного материала убывает вверх по разрезу ритма. Это отвечает изложенным выше представлениям об эволюции динамики потока при образовании "совершенного" турбидита и, следовательно, подтверждает генетическое единство рассматриваемой совокупности слойков. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что алеврит, образующий элемент ритма С, содержит несколько меньше частиц размером менее 0.01 мм, чем алеврит элемента ритма В. Вполне вероятно, что причина этого отклонения от

общей закономерности изменения содержаний тонких частиц по разрезу ритма заключена в различии условий образования указанных элементов ритма. При формировании ряби течения появляется возможность более тщательной сортировки обломков, чем в фазу плоского дна, вследствие возникновения завихрений в межваловых понижениях. Возможно, именно они способствовали отделению тонких частиц от более крупных и выведению их из зоны осадконакопления. Следует отметить, что элемент ритма С обычно имеет малую мощность. В связи с этим весьма затруднительно его опробовать и визуально определять соотношение крупности зерен обломочного материала, слагающего этот слоёк и соседние слойки. Вместе с тем в отдельных случаях нам удалось установить, что средний размер зерен алеврита с косоволнистой слоистостью оказывается крупнее, чем в подстилающих слойках, рассматриваемых в качестве элемента ритма В. Вероятно, в этих случаях косослоистые алевриты отложены гидродинамическими донными течениями и не являются одной из составляющих турбидитов. Однако достоверное выделение этих образований во всех изученных разрезах не представляется возможным.

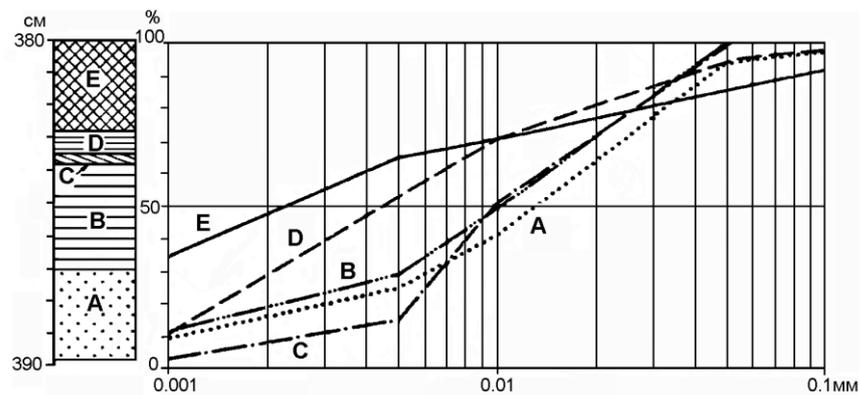


Рис. 32. Кумулятивные кривые гранулярного состава элементов полного ритма Боума из разреза 5, положение которого показано на рис. 31.

В озерно-ледниковых осадках, как и в типичных турбидитах, наряду с полными, обычно малораспространенными ритмами, широко развиты ритмы сокращенные без одного или нескольких элементов. Всего в отложениях переходной зоны выделен 21 тип ритмов, сведения о которых систематизированы в таблице 8, начиная с полной пятичленной последовательности и кончая ритмами, состоящими из одного элемента. По частоте встречаемости во всей совокупности разрезов установленные типы ритмов можно объединить в четыре группы. Наиболее редки (их менее 2%) ритмы ABCDE, CDE, ABC, BCD, ABDE, ABCE и ACE. 2-5% приходится на долю ритмов ACDE, ABE, AC, AE, A и E. 5-10% составляют ритмы DE, ADE, BCE, BDE, BE и B. И, наконец, к числу сравнительно часто встречающихся (10-20%) относятся ритмы BCDE и BC.

Таблица 8

Распространение различных типов ритмов в отложениях проксимальной зоны

№№ п/п	Ритмы	Проксимальная зона						Всего по проксимальной зоне	
		Южная периферическая часть, разрезы 2, 3		Средняя часть, разрезы 4, 5		Северная периферическая часть, разрез 7			
		Кол-во	%	Кол-во	%	Кол-во	%	Кол-во	%
1.	ABCDE	-	-	1	1	-	-	1	0.5
2.	BCDE	1	2.3	4	4	16	27.6	21	10.3
3.	ABC	1	2.3	1	1	-	-	2	1
4.	BCD	1	2.3	2	2	-	-	3	1.5
5.	CDE	2	4.5	-	-	1	1.7	3	1.5
6.	BC	8	18.2	22	21.8	8	13.8	38	18.7
7.	DE	-	-	3	3	15	25.9	19	8.9
8.	A'CDE	-	-	3	3	2	3.4	5	2.5
9.	AB'DE	-	-	1	1	3	3.4	3	1.5
10.	ABC'E	-	-	2	2	-	-	2	1
11.	AB''E	2	4.5	2	2	1	1.7	5	2.5
12.	A'C'E	-	-	1	1	-	-	1	0.5
13.	A''DE	-	-	9	8.9	4	6.9	13	6.4
14.	BC'E	2	4.5	13	12.9	2	3.4	17	8.4
15.	B'DE	5	11.4	5	4.9	6	10.3	16	7.9
16.	A'C	2	4.5	4	4	-	-	6	3
17.	A'''E	2	4.5	6	5.9	-	-	8	3.9
18.	B''E	8	18.2	8	7.9	-	-	16	7.9
19.	A	2	4.5	3	3	1	1.7	6	3.0
20.	B	4	9.1	9	8.9	-	-	13	6.4
21.	E	4	9.1	2	2	-	-	6	3
Итого		44	99.9	101	100.2	58	99.8	203	100.3

Примечание. Расположение разрезов показано на рис. 31.

Анализ данных таблицы 8 свидетельствует, что имеются количественные и качественные различия в строении отложений проксимальной зоны. В южной периферической части наиболее близкой к флювиогляциальной дельте присутствует 14 типов ритмов, причем в девяти из них отсутствует элемент А. Здесь же встречено наибольшее количество ритмов, которые представлены одним элементом Е, залегающим на поверхности размыва. В общем случае текстурно-структурная характеристика осадка, отлагаемого мутьевым потоком, является производной двух переменных: крупности обломочного материала и скорости потока. В Усть-Пялском водоеме мутьевые потоки транспортировали частицы сравнительно узкого диапазона размерных классов, охватывающего преимущественно алевритовую и глинистую области гранулярного спектра. Это обстоятельство в сочетании с большой скоростью потоков, которые разгонялись на передовом склоне дельты, не способствовало образованию осадков с градационной слоистостью, хотя и не исключало его полностью. Мутьевой поток несомненно эродировал подстилающие отложения, что объясняет отсутствие в ряде

ритмов как южной, так и других частей проксимальной зоны верхних элементов ритмов, а также и наличие ритмов, представленных одним элементом Е. Подавляющее большинство выделенных ритмов (20 из 21) встречено в средней части проксимальной зоны. Многообразие ритмов обусловлено, очевидно, тем, что отложение обломочного материала происходило из уже установившегося мутьевого потока, который к тому же сохранил значительную скорость. При существенном уменьшении скорости вследствие удаления потока на большое расстояние от места его зарождения разнообразие ритмов неизбежно должно сократиться. И, действительно, в наиболее удаленной от дельты северной периферической части проксимальной зоны установлено лишь 11 типов ритмов.

Представляет интерес характер изменения частоты встречаемости каждого из элементов полного пятичленного ритма на всем протяжении проксимальной зоны. Соответствующие данные приведены на графике (рис. 33). Отчетливо видно, что элементы ритма образует две группы. В первую входят элементы А, В и С, во вторую – D и Е. Для элементов первой группы характерна тенденция к уменьшению, а для элементов второй группы к увеличению частоты встречаемости в дистальном направлении. Забегая вперед, отметим, что в дистальной зоне все ритмы состоят только из элементов D и Е. Наблюдаемая картина поведения элементов ритма в общих чертах соответствует сложившемуся представлению об изменении строения ритма в направлении движения мутьевого потока [Градзинский и др., 1980], согласно которому по мере удаления от места образования потока из разреза ритма последовательно выпадают элементы А, В и С, тогда как элементы D и Е распространены на всей площади осадконакопления.

Как отмечалось, характеризующиеся отложения имеют ленточное строение. Мощность лент изменяется от 1 до 46 см. Наиболее часто встречаются ленты толщиной от 1 до 15 см. Мощность лент в южной периферической и средней части переходной зоны составляет в среднем около 12 см, а в северной - около 10 см. Необходимо отметить, что в сложении лент наряду с осадками мутьевых потоков принимают участие неслоистые пески и алевриты, отложенные обломочными (зерновыми) потоками. Иногда они значительно увеличивают мощность лент. Сведения о строении лент приведены в таблице 9 и частично на рис. 34. Как видим, ленты состоят из одного или нескольких ритмов. Причем относительное содержание лент, включающих разное количество ритмов, закономерно изменяется в направлении перемещения потоков. Анализ графика (рис. 34) построенного на основе данных таблицы 9, показывает, что ленты южной периферической и средней части проксимальной зоны мало отличаются друг от друга по этому показателю; на долю лент, состоящих из одного и двух ритмов, приходится по 34-42%, из трех 12-18% и, наконец, из четырех ритмов – 6-8%. Ленты же северной периферической

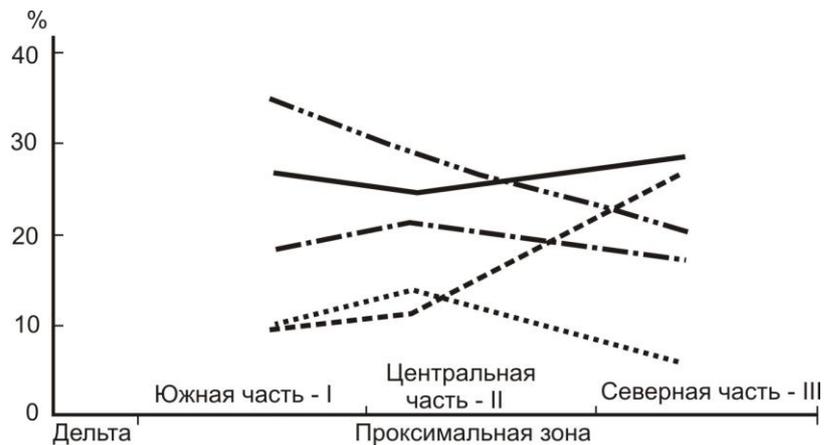


Рис. 33. Изменение относительного содержания элементов совершенного турбидита Боума – Аллена в отложениях проксимальной зоны по мере удаления от дельты [Бахмутов, Евзеров, Колька, 1992].

части более просты по строению. 73% из них представлены одним ритмом, 23% - двумя и по 2% тремя и четырьмя ритмами. Поскольку каждый ритм образуется одним потоком, установленное упрощение строения лент свидетельствует о том, что северной периферической зоны достигали не все мутьевые потоки, зарождавшиеся на передовом склоне дельты. Однако и те из них, которые доходили до этой области, имели меньшую скорость, на что указывает уменьшение средней мощности лент, и менее энергично воздействовали на подстилающие осадки, чем в двух других частях зоны. Соответственно здесь внутри сложно построениях лент чаще сохраняются части элемента ритма E, отложенные из мутьевых потоков.

Отложения проксимальной зоны фациально замещаются дистальными глинами. Граница между указанными типами образований на поверхности и вблизи нее проходит примерно посередине между разрезами 5 и 6. Далее она, постепенно погружаясь, смещается к северу вплоть до района разреза 8.

Таблица 9

Строение лент отложений проксимальной зоны

Южная периферическая часть	Проксимальная зона		Северная периферическая часть
	Средняя часть		
	1	2	
Разрез 2	Разрез 4		Разрез 7
1. BDE	1. A; ACDE		1. BC; BC; BCDE
2. BCD; E	2. BCD; AC; AC; ADE		2. DE
3. BDE	3. B; ACDE		3. DE

1	2	3
4. B; E	4. BC; BCE	4. ADE
5. BC; BC; BDE	5. BCE; BE; BCDE	5. BCDE
6. BDE	6. BC; BCDE	6. ABDE
7. B; BE	7. BC; ABE	7. BC; BDE
8. AC; B; AE; CDE	8. BC; BCE	8. DE
9. A; AE	9. BC; B; ADE	9. ADE
10. BDE	10. ABCE	10. A; ADE
11. A; обл.; BE	11. ABC; ABCE	11. BC; BCDE
12. B; E	12. BCE	12. DE; DE; BCDE
13. E	13. AC; ADE	13. BCE
Разрез 3	14. BC; BC; ACE	14. BCDE
1. BE	15. BCE	15. BCDE
2. BE	16. BCD; AE	16. BDE
3. BE	17. B; BCE	17. BDE
4. BC; BE	18. BC; ADE	18. DE
5. BC; BC; ABE; CDE	19. BC; обл.; BCE	19. BCDE
6. BE	20. A; BC; BC; BCE	20. DE
7. BC; ABC; BE	21. BC; AC; ACDE	21. BCDE
8. ABE	Разрез 5	22. DE
9. BC; BCE	1. BE	23. BCE
10. AC; BCE	2. BE	24. DE
11. BC; BCDE	3. BCE	25. ABE
	4. BDE	26. ABDE; DE
	5. DE	27. BDE
	6. BCE	28. BDE; DE
	7. DE	29. BCDE
	8. BC; BC; AE	30. DE
	9. AE	31. DE
	10. BCE	32. DE
	11. BC; обл.; B; обл.; E	33. DE
	12. BE	34. BC; BCDE
	13. AE	35. BCDE
	14. BE	36. обл.; CDE
	15. AE	37. BC; BCDE
	16. BC; обл.; E	38. BCDE; BCDE
	17. BDE	39. BDE
	18. BDE	40. ADE
	19. DE	41. BC; BCDE
	20. ADE	42. ACDE
	21. ADE	43. ACDE
	22. B; AE	44. BC; BCDE
	23. ABE	
	24. BCE	

1

2

3

- 25. BC; BCDE
- 26. BDE
- 27. BC; BCE
- 28. ADE; B; ABDE
- 29. B; ADE
- 30. BC; BE
- 31. BDE
- 32. BC; BC; ADE
- 33. B; B; BE
- 34. BC; BCDE
- 35. A; ABCDE
- 36. BE

Примечание. В таблице принято сокращение обл. – отложения обломочного потока. Расположение разрезов показано на рис. 31.

Отложения дистальной зоны Усть-Пялкской глинистой залежи вскрыты на всю мощность разрезом 8. Они представлены дистальными лентами только одного типа ритмов DE суммарной мощностью около 4 м. Мощность отдельных лент варьирует от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Судя по литературным данным [Ashley, 1975], в глинистых толщах позднеледниковых озер встречаются три типа лент. К первому типу отнесены ленты, в которых глинистая составляющая мощнее алевритовой, ко второму - ленты с примерно одинаковой мощностью глинистой и алевритовой частей и, наконец, к третьему типу - ленты с более мощной алевритовой составляющей ритма.

Считается, что ленты первых двух типов формируются в течение зимнего периода на значительном удалении от края деградирующего льда и большой глубине водоёма при поставке пелитовых частиц установившимся мутьевым потоком, а ленты третьего типа образуются ближе к краю ледника в обстановке обмеления водного бассейна. По данным В.В. Кольки [1996] в разрезе 8 присутствуют ленты всех трех типов, общее количество которых достигает 569. Причем в нижней и верхней частях разреза доминируют ленты третьего типа. Изучение гранулярного состава глин дистальной зоны (таблица 10) показало, что содержание в них глинистых частиц размером менее 0.005 мм в целом вполне устойчиво убывает вверх по разрезу, что, по мнению В.В. Кольки [1996], связано с обмелением водоёма. В северном направлении ленточные глины сменяются однородными глинами, мощность которых не превышает несколько десятков сантиметров. Прогнозные

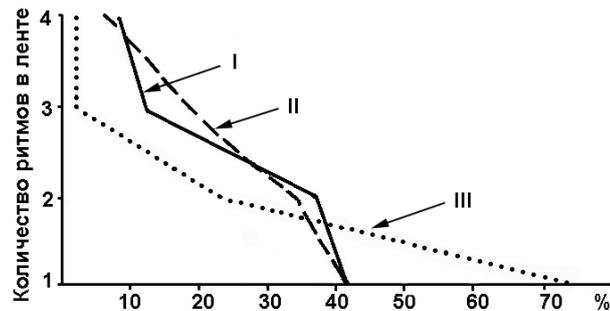


Рис. 35. Количество ритмов в лентах отложений проксимальной зоны [Бахмутов, Евзеров, Колька, 1992].

Части зоны: I – южная периферическая, II – средняя, III – северная периферическая.

запасы глин Усть-Пялского месторождения по нашим подсчетам составляют около 6.5 млн. м³. В этот подсчет включены только глины дистальной зоны.

Таблица 10

Гранулярный состав глин дистальной зоны

Фракции в мм	Глубина взятия проб (указаны в скобках) в разрезе 8 и содержания частиц различной крупности в %				
	(1) 0.8 м	(2) 1.3 м	(3) 1.7 м	(4) 2.6 м	(5) 3.0 м
> 0.25	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
0.25-0.05	0.1	4.7	0.1	0.7	2.7
0.05-0.01	50.4	38.6	35.6	39.8	18.0
0.01-0.005	21.1	19.9	20.6	19.3	15.4
0.005- 0.001	16.7	21.1	25.5	25.6	36.2
< 0.001	11.5	15.6	18.1	14.5	27.5

Самым крупным из числа известных месторождений озерно-ледниковых глин является Сейдозерское, прогнозные запасы которого составляют около 80 млн м³ [Евзеров, Лихачев, 1982]. Однако это месторождение вряд ли будет иметь когда-либо практическое значение, поскольку его эксплуатация приведет к частичному или полному уничтожению такого уникального объекта, как оз. Сейдозеро, расположенного внутри Ловозерского горного массива.

В начале раздела отмечалось, что проксимальная часть залежей ледниково-морских глин имеет небольшую протяженность, но в её строении принимают участие те же элементы, что и в озерно-ледниковых глинах. Она обнаружена только в непосредственной близости Шонгуйскому месторождению. В пределах этой части залежи установлены ритмиты типа АВ'Е; АС и ВС [Евзеров, 1988].

В дистальных глинах, накапливавшихся в морских заливах, наиболее широко распространены двучленные ритмы [Евзеров, Колька, 1991]. Их нижнюю часть составляют песчано-алевритовые или алевритовые частицы, а верхнюю – глинистые. Мощности указанных составляющих по результатам статистического анализа напрямую не зависят друг от друга. Осадки нижнего песчано-алевритового интервала могут быть как горизонтально-слоистыми, так и неслоистыми. В осадках глинистого интервала отмечаются текстуры взмучивания, иногда неотчетливая горизонтальная слоистость, подчеркнутая тонкими (до 1 мм) прослойками алеврита. В некоторых случаях верхняя часть глинистого интервала обогащена песчаной или крупноалевритовой фракцией. Это обогащение происходит, вероятно, за счет позднее отлагавшегося материала, проникающего на некоторую глубину в неконсолидированную глину. В целом рассматриваемые ритмы сходны с ритмами DE озерно-ледниковых глин, но, как правило, они мощнее и их глинистая составляющая всегда превосходит песчаноалевритовую по мощности. Значительно реже встречаются глины с градационной текстурой и однородные глины [Евзеров, Колька, 1991]. Первые характеризуются гранулярным составом, включающим, в основном, мелкие алевритовые и глинистые частицы. В них наблюдается постепенный переход между алевритом и глиной или только изменение цвета без визуально заметного изменения гранулярного состава. Градация может быть как прямой с постепенным возрастанием размера частиц вниз по разрезу слойка, так и обратной, при которой размер частиц увеличивается вверх по разрезу. Расположение слойков глин с прямой и обратной градацией в основании разреза Луостарской залежи глин показано на рис. 36. Однородные глины не слоисты с раковистым изломом. В них присутствует некоторое количество алевритовых и даже песчаных частиц, распределенных неупорядоченно. Позднее В.В. Колька [1996] стал рассматривать их как морские голоценовые. Хотя однородные глины присутствуют и в толщах ледниково-морских глин. Ранее были выделены еще и ритмично-слоистые глины с трёхчленным строением ритмов [Евзеров, Колька, 1991]. Нижняя часть таких ритмов не слоиста и представлена плохо сортированными песчано-алевритовыми и глинистыми частицами с гравием, средняя – горизонтально-слоистым, хорошо отсортированным алевритом, а верхняя – неясно слоистой алевритистой глиной. Причем мощность глины всегда превышает мощность обеих других составляющих ритма.

Однако дальнейшие исследования убедили нас в том, что трехчленные ритмы представляют собой совокупность, состоящую из отложений обломочного потока (нижняя песчаная часть ритма) и глины с двучленным ритмом. Песчаные отложения местами оказываются мощнее осадков вышележащих ритмов и залегают между слойками глин с градационной слоистостью. На их происхождение проливает свет нахождение вблизи

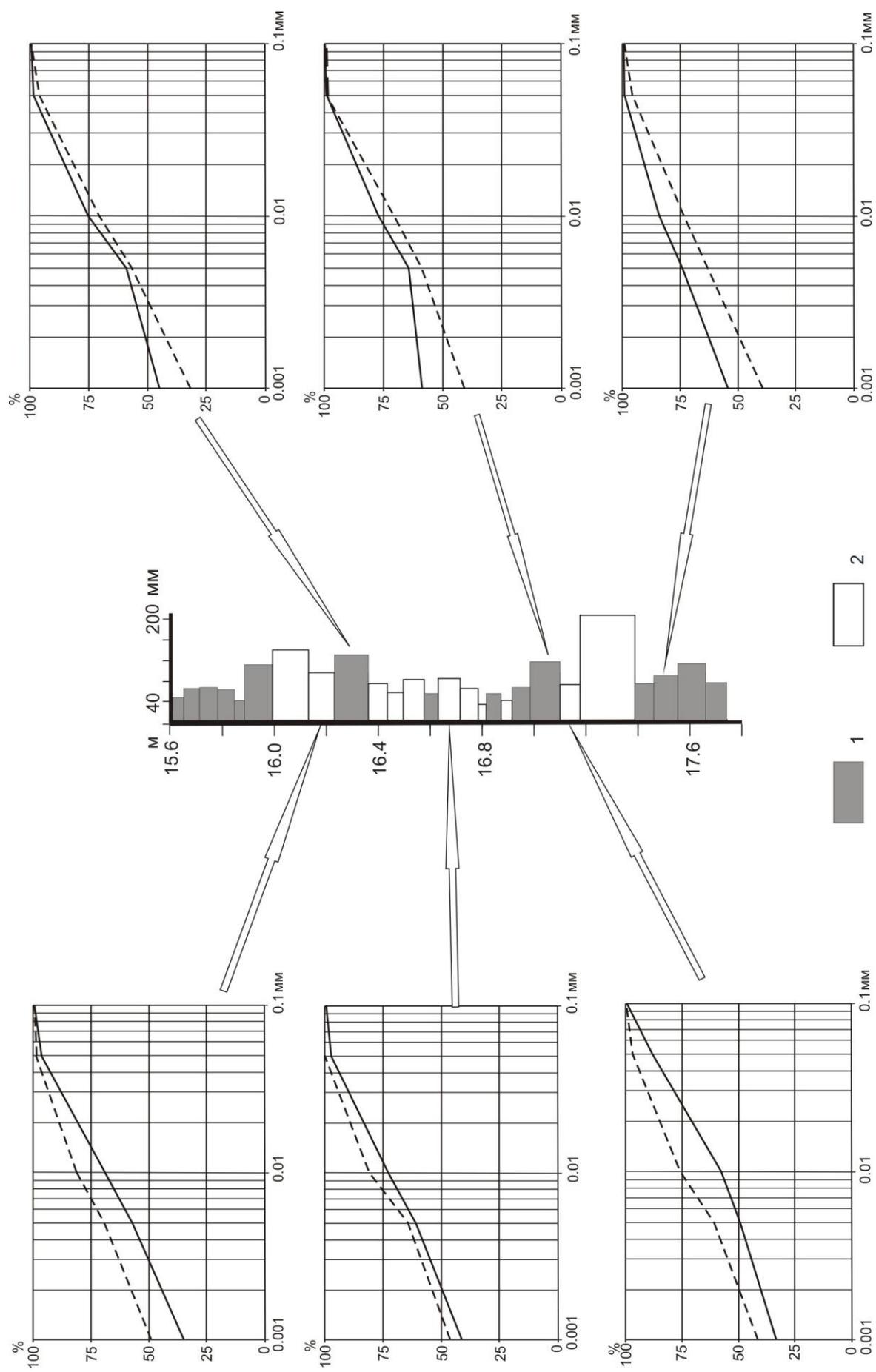


Рис. 36. Основание разреза ледниково-морских глин Луостарской залежи, правый берег р. Б.Печенга у её слияния с р. М. Печенга и кумулятивные кривые гранулярного состава проб из верхних (сплошная линия) и нижних (пунктирная линия) частей градационных лент с прямой (1) и обратной (2) градацией

кровли изредка мелкой гальки и довольно часто обломков глин, гораздо более крупных, чем песчаные зерна, а также отсутствие эрозионного воздействия на подстилающие осадки. Гальки явно не вытаивали из плавающих льдов, поскольку они не прогибают песчаные слои. Все перечисленные признаки являются типичными для отложений обломочных потоков, в которых обломочный материал, как отмечалось, поддерживается напряжением матрикса, дисперсным давлением и равновесием плавучести [Shanmugam et al, 1995; Shanmugam, Moiola, 1995; Shanmugam, 1996]. Осаждение из таких потоков происходит в определенный момент посредством одновременной остановки всего перемещающегося обломочного материала без эрозионного воздействия на подстилающие осадки. Прекрасно выраженные отложения обломочных потоков, обнаруженные в толще глин Урагубского месторождения, показаны на рис. 37.



Рис. 37. Отложения обломочных потоков в толще глин Урагубского месторождения.

Длина стоящего слева мастерка 30 см.

Здесь выше слоя глин мощностью около 5 см залегают три слоя мелкозернистого, близкого к тонкозернистому песка мощностью 3, 16 и 6 см, разделенные тонкими прослойками суглинка. Вблизи кровли двух верхних песчаных слоёв отчетливо видны крупные обломки глин; длина наибольшего из них составляет около 5 см. Указанные слои песка целиком отлагались на подстилающие осадки, вызывая образование отчетливо выраженных текстур нагрузки. В других местах подобные слойки песка имеют меньшую мощность и встречаются поодиночке. Помимо указанных образований в толще дистальных ледниково-морских глин местами обнаруживаются ритмично-слоистые глины, подобные таковым проксимальной и очень редко дистальной зон озерно-ледниковых глин.

Наиболее показательным для понимания расположения основных текстурных типов дистальных ледниково-морских глин по мере удаления от края флювиогляциальной дельты является разрез Сайдагубской залежи (рис. 38), вскрытый карьером примерно в 450 м к северо-востоку от передового склона одноименной дельты (рис. 25 А, 3). Как видим, в основании залегают однородные глины, которые вверх по разрезу сменяются глинами с градационной слоистостью, а те, в свою очередь, глинами с двучленными ритмами. Такая последовательность смены осадков в разрезе означает, что наиболее близко к дельте формировались глины с двучленными ритмами, несколько далее глины с градационной слоистостью и еще дальше однородные глины.

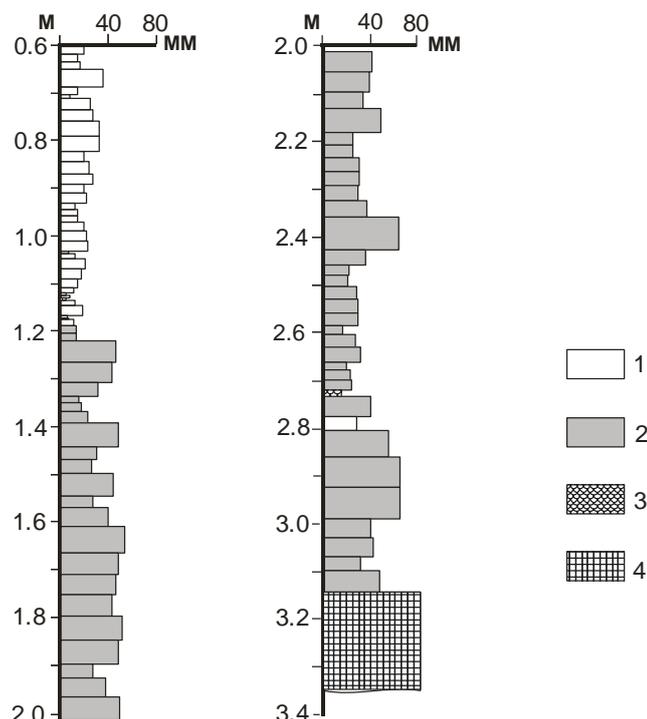


Рис. 38. Разрез залежи ледниково-морских глин Сайдагубской залежи в карьере, расположенном примерно в 450 м от передового склона флювиогляциальной дельты.

1 – двучленные ленты; 2 – градационные ленты; 3 – отложения обломочных потоков; 4 – однородные глины.

Анализ всей совокупности материалов, собранных нами по месторождениям и проявлениям глин, позволяет с некоторой долей условности воссоздать пространственно-временную картину смены фаций при формировании залежей ледниково-морских глин. В обобщенном разрезе залежи по текстурно-структурным признакам можно выделить три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Наиболее низкие содержания глинистых частиц и высокие песчаных наблюдаются в нижней и верхней частях. Но мере приближения к бортам депрессий и удаления от дельт отложения в целом становятся все более глинистыми, и лишь у самых бортов, где залежи практически выклиниваются, глинистые

осадки существенно обогащаются крупнообломочным материалом. Все три части установлены, например, в разрезе Кильдинского месторождения [Евзеров, 1988], мощность которого приближается к 10 м. Нижнюю часть Кильдинской залежи слагают глины с двучленными ритмами. В средней части к ним добавляются глины с градационной слоистостью, а в верхней – прослой песков с косоволнистой текстурой. По всему разрезу изредка встречаются отложения обломочных потоков. Практически полностью залежь вскрыта разрезом 85-7, расположенным вблизи уступа террасы высотой порядка 70 м в 1.5 км к юго-востоку от пос. Кильдинстрой. Второй разрез (85-8) в 2 км к юго-востоку от пос. Кильдинстрой вскрыл вблизи тылового шва упоминавшейся террасы нижнюю и среднюю части толщи, построенные аналогично таковым разреза 85-7. Результаты изучения гранулярного состава глин по разрезу залежи (таблица 11) показывают, что наиболее низкое содержание глинистых частиц (менее 0.005 мм) и

Таблица 11

Гранулярный состав суглинков и глин Кильдинского месторождения

Образец	Глубина опробования, м	Крупность частиц (мм) и их содержание (%)						Пластичность
		Более 0.25	0.25- 0.05	0.05- 0.01	0.01- 0.005	0.005- 0.001	Менее 0.001	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Разрез 85-7								
85-7/19	1.40-1.70	2.6	45.5	21.6	6.1	17.9	6.3	2.8
85-7/18	2.0-2.36	8.5	53.5	17.6	5.3	11.4	3.7	1.2
85-7/17	2.52-2.92	11.6	70.7	13.6	1.8	0.7	1.6	
85-7/16	3.15-3.45	1.5	48.6	18.9	4.6	19.1	7.3	3.1
85-7/15	3.80-4.10	4.5	18.3	30.7	11.8	24.4	10.3	4.5
85-7/14	4.32-4.72	1.9	23.4	30.9	10.5	22.1	11.2	4.3
85-7/13	5.22-5.62	2.5	35.6	27.6	8.9	16.9	8.5	3.0
85-7/12	5.97-6.27	3.0	26.4	30.3	9.9	20.3	10.1	3.8
85-7/11	6.62-6.92	3.1	23.7	28.2	12.7	21.1	11.2	4.1
85-7/10	7.22-7.52	3.0	45.2	6.8	13.4	18.6	13.0	4.0
85-7/9	7.82-8.17	8.0	41.2	11.2	11.6	17.5	10.5	
85-7/8	8.27-8.57	1.6	43.7	10.5	15.0	15.1	14.1	3.7
85-7/7	8.72-9.02	11.5	29.4	23.2	13.8	11.9	10.2	2.4
85-7/6	9.17-9.47	2.3	39.6	14.2	16.6	15.8	11.5	3.3
Разрез 85-8								
85-8/9	1.10-1.40	1.7	7.2	34.6	15.3	25.4	15.8	5.6
85-8/8	1.75-2.0	1.0	7.7	40.9	14.5	20.4	15.5	4.7
85-8/7	2.35-2.60	1.2	8.0	39.4	12.6	22.5	16.3	5.2
85-8/6	2.90-3.15	2.2	10.9	39.2	13.2	20.4	14.1	4.5
85-8/5	3.50-3.80	1.4	9.1	40.5	11.8	21.9	15.3	4.9
85-8/4	4.05-4.30	2.1	14.5	35.4	12.9	16.2	18.9	4.6
85-8/3	4.65-4.95	0.6	15.5	36.2	19.0	15.0	13.7	3.5
85-8/2	5.20-5.50	1.4	6.2	35.0	15.8	32.8	8.8	5.7
85-8/1	5.90-6.20	0.7	16.6	42.5	9.1	22.1	9.0	3.9

Статистическим анализом нами установлено, что пластичность, являющаяся важным технологическим показателем, может быть определена по результатам

гранулометрии. За основу взяты материалы М.А.Алёхиной и Л.Е. Небытовой по участку Воронин ручей Кильдинского месторождения. Для выборки с n=264 коэффициент корреляции между содержанием в пробе частиц менее 0.005 мм и числом пластичности составляет +0.773 при стандартном отклонении 0.04. Уравнение регрессии имеет следующий вид: $y = 0.169x - 1.328$, где y – число пластичности, а x – содержание частиц менее 0.005мм. По этой формуле и рассчитывалась пластичность в данной таблице.

высокое песчаных (крупнее 0.25 мм) наблюдается в нижней и верхней частях разреза. С приближением к тыловому шву террасы – борту депрессии – характер изменения гранулярного состава толщи по вертикали остается прежним, но вместе с тем практически по всему разрезу (85-8) возрастает содержание глинистых частиц.

В ряде залежей таких, например, как Сайдагубская и Луостарская, отложения, отвечающие нижней части сводного разреза залежи, не установлены. Вполне возможно, что они просто не вскрыты карьером в Сайда-губе или эрозией в долине р. Печенги.

Месторождения морских глин

В послеледниковое время в регрессирующем морском бассейне за счет размыва глин, накопившихся в позднеледниковье, во многих депрессиях формировались обычно небольшие залежи глинистых отложений. В Печенгской депрессии (рис.30, III), например, в строении террасы высотой около 8 м (т.н. 85-21) в 4.5 км по азимуту 5° от т.н. 85-18 принимают участие однородные глины с раковинами морских моллюсков. Их мощность превышает 3.5 м; площадь распространения невелика. Поскольку они накапливались в мелеющем водоеме, вверх по разрезу содержание глинистых частиц сокращается с 84.7 до 57.7% (табл.12).

Таблица 12

Гранулярный состав морских глинистых отложений долины р. Печенги

Образец	Глубина опробования, м	Фракции частиц (мм) и их содержание (%)						Пластичность
		более 0.25	0.25-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	менее 0.001	
85-21/1	2.7-3.0	0.9	7.5	21.5	12.5	26.5	31.2	8.4
85-21/2	3.7-4.0	1.5	1.1	15.7	9.8	27.8	44.1	10.8
85-21/3	4.7-5.0	0.2	4.9	4.3	5.9	32.0	52.7	12.9

Самым крупным из послеледниковых являются Кандагубское проявление легкоплавких глин и суглинков [Евзеров, Лебедева, Меньшутин, 1986]. Оно расположено в 1 км к югу от губы Канды Кандалакшского залива Белого моря и примерно в 16 км к юго-западу от г. Кандалакши. Глины и суглинки локализованы здесь в понижениях рельефа, образованного кристаллическими породами и мореной покровного оледенения.

Перекрыты они торфяно-болотными отложениями, редко почвенно-растительным слоем. В пределах площадей распространения глинистых осадков выделяются одно крупное и четыре мелких тела, которые могли бы представить практический интерес (рис. 39). Кровля глин обычно располагается на абсолютной отметке 10-15 м, редко достигает 20 м. Состав и строение толщи глинистых осадков наиболее полно изучены в пределах основной залежи. Глины здесь, как и в малых телах, пластичные, зеленовато-серого и синевато-серого цвета. Вверх по разрезу она постепенно сменяются суглинками. Об этом, помимо макроскопических наблюдений, отчетливо свидетельствуют данные гранулометрии (табл.13).

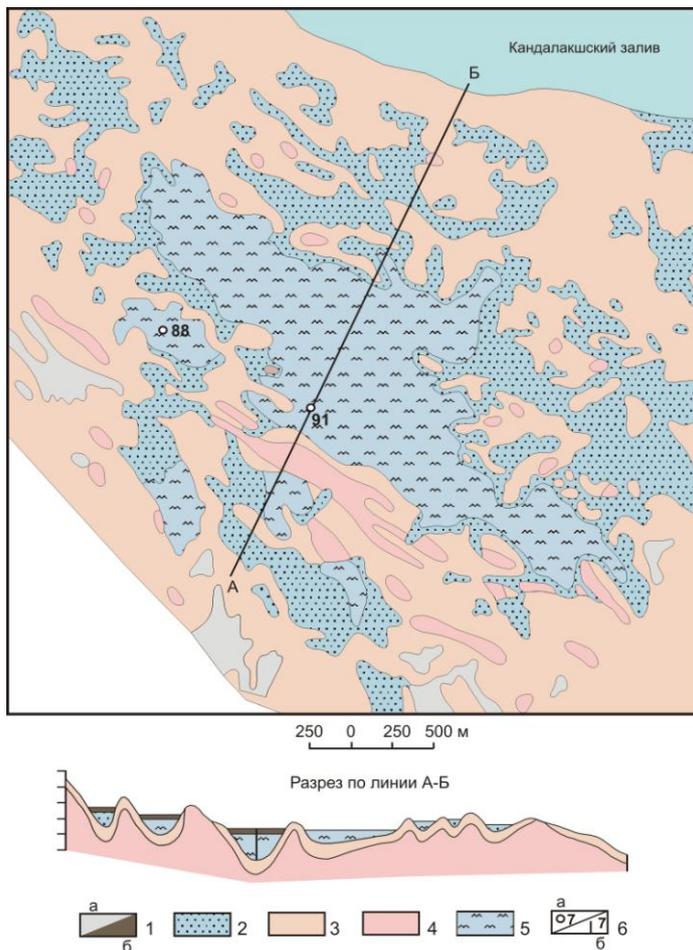


Рис. 39. Схема геологического строения и разрез Кандагубского проявления глин (приводится по: [Евзеров, Лебедева, Меньшутин, 1986]).

1 – торфяно-болотные отложения на схеме (а) и в разрезе (б); 2 – морские отложения, большей частью перекрытые торфяно-болотными; 3 – морена последнего покровного оледенения; 4 – выходы кристаллических пород; 5 – залежи легкоплавких глин; 6 – скважина и её номер на схеме (а) и разрезе (б). На разрезе единица вертикальной шкалы составляет 5 м.

Таблица 13
Гранулярный состав морских глинистых отложений, вскрытых скважиной 91

№ пробы и глубина взятия (м)	Фракции частиц (мм) и их содержание (%)						
	более 0.5	0.5- 0.25	0.25- 0.05	0.05- 0.01	0.01- 0.005	0.005- 0.001	Менее 0.001
1 (1.0)	3.5	3.7	13.9	44.3	14.6	14.4	5.6
18 (4.4)	4.5	6.6	9.9	32.4	18.0	18.4	10.2
33 (7.8)	1.0	1.7	5.4	29.3	17.2	29.0	16.4

Вблизи подошвы толщи (глубина 7.8 м) содержание глинистых частиц превышает 45%, в средней части снижается до 28.6%, а у кровли составляет лишь 20%. В глинах и суглинках содержатся отдельные валуны, единичные включения дресвы, щебня и раковины морских моллюсков. В подошве толщи местами отмечается повышенное содержание крупных обломков и примесь песка. По данным палинологических исследований Р.М. Лебедевой, глины и суглинки накапливались во время развития бассейна тапес.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что глинистые отложения Кандагубского проявления сформировались в среднеголоценовом морском водоеме. Осадки накапливались в понижениях рельефа по мере отступления береговой линии. В начальный этап осадкообразования глубины водоема, оцененные по разности отметок наиболее высокого положения береговой линии бассейна тапес и подошвы глин, превышали 50 м.

Местами переотложение глин происходило в пределах позднеледниковых глинистых толщ. В этих случаях разрезы залежей венчают однородные глины, как это имеет место, например, в пределах Урагубского месторождения.

Вещественный состав глин

Определенный интерес представляют результаты изучения вещественного состава глин. Легкая фракция последних состоит из полевых шпатов, кварца и слюд. Их соотношение показано на рис. 40.

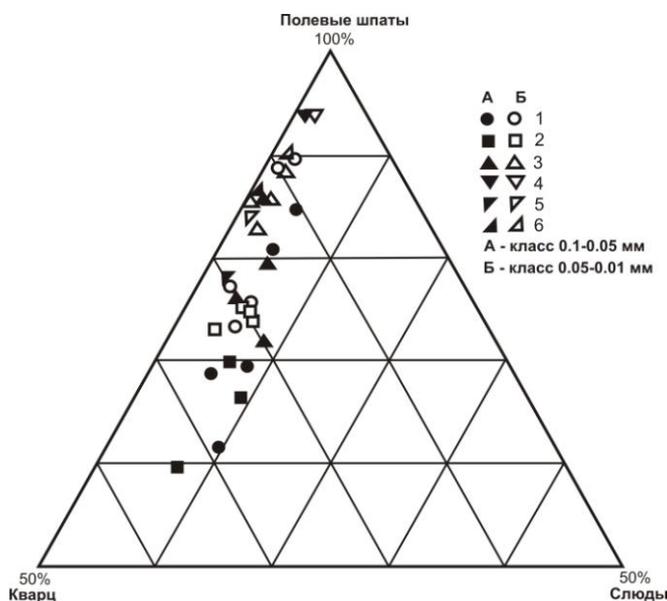


Рис.40. Соотношение содержаний полевых шпатов, кварца и слюд в глинах ряда месторождений и проявлений.

Месторождения: 1 – Кильдинское, 2 – Шонгуйское, 3 – Печенгское-2, 4 – Печенгское - 1. Проявления: 5 – Лесозаводское, 6 – Зеленоборское; указанные проявления послеледниковых глин невелики по размерам и используются населением пос. Зеленоборского и Лесозаводского для личных нужд.

Из диаграммы следует, что на долю слюд приходится менее 10, кварца – 5-34, а полевых шпатов – 60-93%. Содержание кварца заметно возрастает по мере уменьшения размеров частиц. Намечается зависимость минерального состава легкой фракции глин от состава пород фундамента, развитых в окрестностях месторождений и проявлений. Так, содержание кварца в глинах изменяется в соответствии с изменением его содержания в кристаллических породах. Наибольшее количество этого минерала характерно для глин Шонгуйского и Кильдинского месторождений, залегающих в области преимущественного распространения гранито-гнейсов и плагиогранитов. Несколько меньшее содержание кварца установлено в глинах месторождения Печенгского-2 и проявлений Зеленоборского и Лесозаводского из областей, где породы фундамента представлены разнообразными гнейсами и основными гранулитами. И, наконец, кварц практически отсутствует в глинах месторождения Печенгского-1, вблизи которого развиты основные гранулиты.

Минералы тяжелой фракции составляют в глинах от 2 до 26.8%. Среди них доминируют амфиболы с пироксенами и слюды (табл. 14). В существенных количествах обнаружены также апатит, кианит, эпидот и гранат. Анализ данных таблицы показывает, что относительные содержания граната и кианита, как правило, возрастают с уменьшением размера частиц. По характеру распределения в гранулярном спектре к упомянутым минералам близки силлиманит и рудные, встречающиеся практически лишь в тонком классе. Противоположная тенденция свойственна слюдам. Что касается содержаний амфиболов с пироксенами, апатита и эпидота, то они изменяются незакономерно. Обращают на себя внимание два обстоятельства: преобладание в тяжелой фракции минералов с низкой плотностью и отсутствие сколько-либо существенных отличий в составе этой фракции из глин различных месторождений и проявлений. Обусловлены они тем, что во многих типах кристаллических пород встречается одни и те же минералы тяжелой фракции, среди которых преобладают индивиды с невысокой плотностью, и что при формировании глин не создавались условия для минералогической дифференциации исходного материала тяжелой фракции, поскольку накопление глин происходило в спокойной гидродинамической обстановке.

Глинистая фракция легкоплавких глин изучалась рентгеновским методом. Анализировались ориентированные воздушно-сухие, насыщенные глицерином и прокаленные препараты, а также разориентированные препараты для разграничения ди- и триоктаэдрических слюд. Полученные результаты приведены в таблице 15. Как видим, минеральный состав глинистых частиц большинства месторождений и проявлений однотипен и не зависит от генезиса залежей глин: преобладает гидрослюда, несколько меньше вермикулита, являющегося местами одним из основных минералов, и в качестве

Таблица 14

Минеральный состав тяжелой фракции глин различных месторождений и проявлений, масс. %

Образец	Размер фракции, мм	Выход тяж. фр., %	Пироксены и амфиболы	Слюды	Апатит	Силлиманит	Кианит	Клиноцоизит	Эпидот	Сфен	Ставролит	Гранат	Циркон	Рутил	Рудные минералы	Агрегаты
Кильдинское месторождение																
83-1/2	0.1-0.05	19.4	60.6	29.2	5.1	-	-	-	-	-	0.5	4.3	-	-	0.3	-
	0.05-0.01	6.6	53.0	6.6	4.2	3.0	9.0	-	3.6	3.0	-	11.4	-	-	6.2	-
83-1/4	0.1-0.05	12.7	76.5	4.4	3.5	0.3	5.5	-	4.5	-	-	5.3	-	-	-	-
	0.05-0.01	18.1	59.5	4.8	3.0	3.0	5.4	-	3.0	4.2	-	13.1	-	-	4.0	-
83-4/1	0.1-0.05	12.4	37.7	47.4	2.5	-	1.0	1.4	1.4	-	4.7	3.9	-	-	-	-
	0.05-0.01	18.8	60.3	6.3	4.5	4.6	7.4	-	1.7	1.7	-	7.4	-	-	6.1	-
Шонгуйское месторождение																
83-2/2	0.1-0.05	12.4	57.0	23.4	2.5	-	8.3	-	0.5	1.6	-	6.7	-	-	-	-
	0.05-0.01	18.1	44.4	7.3	10.5	1.2	7.0	-	1.2	7.6	-	13.4	-	-	7.4	-
83-3/1	0.05-0.01	6.5	42.0	6.3	13.3	2.8	10.5	-	1.4	2.8	-	11.1	0.7	-	9.1	-
83-3/2	0.1-0.05	11.1	73.4	1.9	3.4	0.3	4.0	-	5.4	0.7	-	10.9	-	-	-	-
	0.05-0.01	19.3	61.9	1.5	2.5	3.6	7.6	-	6.1	1.5	-	9.6	-	-	5.7	-
Печенгское-1 месторождение																
83-7/1	0.1-0.05	2.0	64.2	2.9	3.4	4.1	1.4	0.7	3.4	0.7	-	11.7	-	-	7.5	-
	0.05-0.01	4.3	72.2	2.4	-	3.4	1.4	0.3	3.8	-	-	10.0	-	0.7	5.8	-
Печенгское -2 месторождение																
83-5/1	0.1-0.05	4.5	41.8	21.3	1.2	-	3.3	-	1.6	0.4	-	2.4	-	-	-	28.0
	0.05-0.01	15.1	47.5	4.0	10.0	5.3	4.7	-	2.1	1.1	-	13.7	-	-	-	11.6
83-5/3	0.1-0.05	23.1	45.4	35.2	3.2	-	3.6	-	1.8	0.9	-	2.8	-	-	-	7.1
	0.05-0.01	22.6	44.2	6.2	11.3	5.4	7.6	-	0.5	2.2	-	11.9	1.1	-	9.6	-
Луостарское проявление																
83-6/1	0.1-0.05	26.8	29.4	55.1	1.6	-	0.8	-	2.3	-	-	10.8	-	-	-	-
	0.05-0.01	22.6	60.7	9.5	-	4.5	8.5	-	3.0	1.5	-	8.5	-	1.5	2.3	-
Лесозаводское проявление																
83-50/1	0.1-0.05	17.5	71.1	17.9	1.6	-	1.2	-	1.2	0.3	-	6.7	-	-	-	-
	0.05-0.01	17.8	58.4	11.2	8.0	2.9	7.5	-	1.7	1.1	-	9.2	-	-	-	-
Зеленоборское проявление																
83-51/1	0.1-0.05	15.2	74.3	8.4	2.2	-	1.8	-	3.6	2.2	-	6.2	-	-	1.3	-
	0.05-0.01	14.0	52.1	7.1	14.1	7.1	5.5	-	2.7	1.7	-	8.1	-	-	1.6	-

примеси встречается хлорит, амфибол, полевые шпаты и кварц. Исключением является Кутсайокское проявление, в глинистой фракции пород которого доминирует вермикулит или монтмориллонит. Однообразие минерального состава рассматриваемых частиц является следствием того, что на протяжении неогена и четвертичного периода происходило сравнительно слабое изменение минералов кристаллических пород, сводившееся, в основном, к выщелачиванию и гидратации ди- и триоктаэдрических слюд.

Таблица 15

Минеральный состав частиц размером менее 0.002 мм из глин различных проявлений и месторождений

Месторождения и проявления	Кол-во проб	Основные минералы глинистой фракции в порядке убывания содержаний	Минералы примеси
1	2	3	4
Ледниково-морские глины			
Кильдинское	5	Гидролюда, вермикулит	Хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Шонгуйское	5	Гидролюда	Вермикулит, хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Печенгское-1	1	Гидролюда	Хлорит, амфибол, полевые шпаты
Печенгское-2	2	Гидролюда, вермикулит	Хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Урагубское -2	1	Гидролюда	Вермикулит, хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Луостарское	6	Гидролюда, вермикулит	Хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Кумское	4	Гидролюда	Хлорит, вермикулит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Озерно-ледниковые глины			
Кутсайокское	3	Вермикулит (монтмориллонит), гидролюда	Хлорит, амфибол, полевые шпаты, кварц
Сейдозерское	2	Гидролюда, хлорит	Монтмориллонит, полевые шпаты
Усть-Пялское	6	Гидролюда, монтмориллонит	Хлорит, амфибол, вермикулит, полевые шпаты.
Морские глины			
Кандагубское	2	Гидролюда	Хлорит, полевые шпаты, кварц

3.2.4. Формирование парагенезиса флювиогляциальных дельт

Морские трансгрессии, развивавшиеся в период дегляциации севера Европейского континента, начинались и достигали максимального распространения в суровых условиях позднеледниковья [Евзеров, 1980б, 2012]. Обусловлено это двумя причинами: континент в это время располагался существенно ниже по отношению к уровню мирового океана, чем теперь, и интенсивное поднятие территорий, освободившихся ото льда, начиналось не тотчас по завершении дегляциации, а через некоторый промежуток времени. Морские воды на протяжении всего этапа дегляциации континента контактировали с краевой зоной ледникового покрова.

В ходе деградации ледника, начиная с момента четкого обособления лопастей и языков, обусловленного влиянием рельефа подстилающих пород и внутренней неоднородностью покрова (примерно с периода образования маргинального пояса II) в пределах его распространения начинают формироваться водно-ледниковые магистрали. Они ориентировались преимущественно по направлению движения льда в каждой области и закладывались, очевидно, по системам трещин. Образование трещин могло произойти на границе лопастей и языков в случае существенно отличающихся скоростей движения контактирующих ледяных потоков, то есть в зонах сдвига. Возникновению трещин в теле ледника, в том числе и внутри языков, способствовали очень быстрые смещения подстилающих пород, свойственные сейсмостектоническим движениям. Интенсивное проявление последних, скорее всего, было связано с активизацией разломных зон под воздействием ледниковой нагрузки. Безусловно, трещины во льду возникали не только над разломами, к которым приурочены депрессии фундамента. Однако именно в этих участках трещины наиболее глубоко проникали в лед и предопределяли положение местных базисов эрозии. Таковыми в период фронтально-ареальной дегляциации являлись главным образом подпруженные льдом приледниковые озера, а при последующей рассекающей дегляциации – бассейны Баренцева и Белого морей. В этот завершающий период деградации ледника основная масса талых ледниковых вод через лабиринт трещин во льду устремлялась в депрессии, и сток вод, а соответственно и перенос ими обломочного материала был, таким образом, локализован в основном в депрессиях и направлен к упомянутым морским бассейнам.

Флювиогляциальные реки при впадении как в пресные, так и в морские водоемы формировали дельты. Поскольку гляциоизостатическое поднятие континента продолжалось, протяженность дельт по мере стаивания ледникового покрова увеличивалась за счет перемещения их передового склона вслед за отступающей береговой линией моря. Вполне вероятно, что подобным образом эволюционировали и

дельты водотоков, впадавших в подпружные приледниковые озера. Дело в том, что по мере таяния льда проницаемость ледяной плотины должна была возрастать, вследствие чего могло иметь место отступление береговой линии озера.

Наблюдения в карьерах, где полно вскрыта проксимальная часть дельт показывают, что сначала возникла валунная головная часть дельты, затем стал оформляться её передовой склон посредством образования наклонных в сторону моря галечных, песчано-галечных и песчаных, реже галечно-валунных слоёв. С момента возникновения наклонного передового склона дельты начинается формирование парагенезиса флювиогляциальной дельты, включающего отложения гидродинамических, обломочных и мутьевых потоков. Передовой склон дельты служил своеобразной стартовой площадкой для обломочных и мутьевых подводных потоков, которые функционировали при ограниченной поставке обломочного материала потоками талых ледниковых вод. Причем обломочные потоки при неоднородном по размеру частиц исходном материале зачастую сопровождалась мутьевыми течениями подобно тому, как это имеет место в эксперименте (рис. 41). В случае же поступления обломочного материала в количествах, достаточных для образования слоя на передовом склоне дельты, этот слой, формируясь, продвигал тем самым передовой склон в сторону отступающей береговой линии водоёма. Направления потоков могли существенно изменяться в короткие промежутки времени. Энергия потоков снижалась в водоеме, вследствие чего уменьшался размер частиц в пределах отлагаемого слоя. Кроме того, энергия потоков снижалась во времени, в связи с чем крупность материала, слагающего флювиогляциальную дельту, убывала в дистальном направлении. Несомненно, в течение каждого климатического цикла происходило образование гидродинамическим потоком нового наклонного слоя (слоёв) флювиогляциальной дельты и отложение обломочного материала обломочными и мутьевыми потоками. В зависимости от изменения интенсивности таяния льда во времени и, соответственно, количества и крупности обломочного материала, поставляемого в водоём талыми ледниковыми водами, отложения гидродинамического, обломочного и мутьевых потоков могли формироваться в течение климатического цикла неоднократно и в любой последовательности. Однако их взаимное расположение в идеале было бы вполне определенным. Наиболее далеко от передового склона дельты отлагали обломочный материал наименее плотные мутьевые потоки, а по мере приближения к склону последовательно локализовались все более крупнозернистые отложения обломочных потоков. Гидродинамические потоки, принесшие значительное количество обломочного материала, формировали наклонный слой или слои, которые, как отмечалось, продвигали

передовой склон дельты в сторону отступающей береговой линии водоёма. Схематически отложения трёх климатических циклов показаны на рис. 42.



Рис. 41. Сосуществование обломочного (ламинарного) и мутьевого (суспензия низкой плотности) потоков в эксперименте Г. Постма с соавторами [Postma, Nemes, Kleinspehn, 1988].

Для понимания механизма формирования отложений обломочных и мутьевых потоков в приледниковых бассейнах представляют интерес результаты математического моделирования процессов переноса и отложения осадков в водоемах. Согласно данным А.В.Лукиянова [1980, 1987], в ходе осадконакопления в достаточно глубоком водоеме возникает автоколебательная система, частота колебаний которой зависит от ее параметров, а не от внешних воздействий. Параметры эти следующие:

η - интенсивность поступления материала в бассейн;

$k = f(H)$ – коэффициент подвижности осадка;

α_{\max} - максимальный угол, при котором начинается оползание осадка;

α_{\min} – минимальный угол, при котором оползание не происходит.

Зависимость $k = f(H)$ определяет ту глубину, на которой в осадках возникает критический угол откоса (α_{\max}). Разность $\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ определяет тиксотропность осадка и в конечном итоге размер линзы осадка, приходящей в движение при оползании. Если осадок обладает тиксотропными свойствами, то в оползании примут участие значительные массы захороненного материала. Термин «тиксотропия» широко используется применительно к переходам геля в золь и золя в гель. А.В. Лукьянов [1987] употребляет его расширительно, имея в виду микро-, мини- и макротиксотропные среды и вещества. Интенсивность поступления обломочного материала (η) определяет время, за которое сформируется упоминавшаяся линза.

Результаты моделирования сводятся к следующему. В ходе осадконакопления в бассейне поверхность осадка приобретает наклон, зависящий от глубины. На определенной глубине угол откоса достигает α_{\max} . Для бассейна эта глубина оказывается

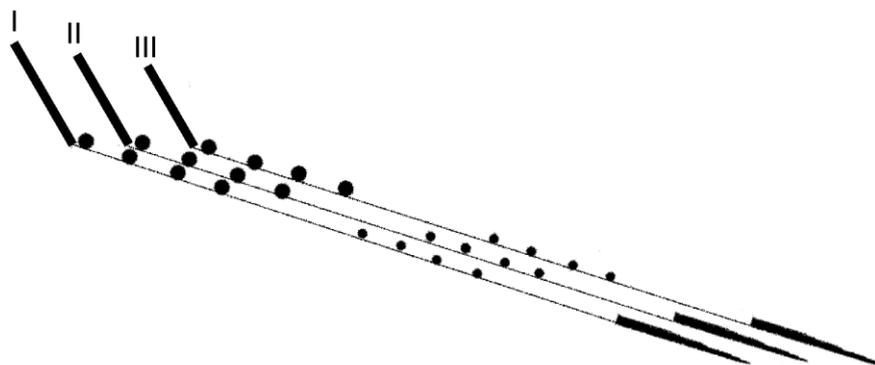


Рис. 42. Схема миграции отложений обломочных и мутьевых потоков при перемещении передового склона флювиогляциальной дельты.

Черными кружками показаны отложения обломочных потоков с обломочным материалом разной крупности, клиньями – отложения мутьевых потоков, причем в направлении острия клиньев глины с проксимальными лентами сменяются глинами с дистальными лентами, которые, в свою очередь, сменяются однородными глинами. Римскими цифрами обозначены положения передового склона флювиогляциальной дельты.

критической, так как глубже материал не переносится тем агентом, которым доставлен на эту глубину. На критической глубине осадок находится в неустойчивом состоянии, вследствие чего начинается перемещение его в виде оползня или мутьевого потока. По способу переноса и накопления материала бассейн делится, таким образом, на две зоны: докритическую и закритическую. В последней зоне материал переносится и накапливается не непрерывно, а парциально посредством деятельности обломочных и мутьевых потоков. Период колебаний системы зависит от интенсивности поступления материала. Очевидно, материал более плотных обломочных потоков переносится на меньшее расстояние, чем материал мутьевых потоков.

Реальные предпосылки для функционирования автоколебательной системы возникали потому, что в результате флювиального и бассейновых процессов профиль склона приобретал очертания, зависящие от глубины бассейна. Среди отложений обломочных потоков преобладающими являются пески мелко- и тонкозернистые, плавунные свойства которых хорошо известно. Однако совместно с ними встречаются также крупнозернистые пески и гравийник. Их разжижению перед образованием обломочного потока способствует примесь алевритовых и в меньшей степени глинистых частиц, свойственная всем водно-ледниковым образованиям. Существенно, что детритовый матрикс является одним из критериев выделения отложений обломочных потоков [Shanmugam et al., 1995; Shanmugam, Moiola, 1995].

При ослабленной деятельности потоков талых вод на передовой склон дельты эти воды поставляли в основном алеврито-глинистый материал. Накапливаясь, он на критической глубине создавал максимальный угол откоса и порождал, таким образом, мутьевой поток. Судя по результатам исследований отложений Усть-Пялковского водоема, в сезон таяния льда функционировало от одного до четырех таких потоков. В пределах проксимальной зоны они энергично воздействовали на подстилающие осадки, свидетельством чего являются наблюдаемые в разрезах следы размывов, отсутствие верхних элементов в части из выделенных ритмов и, наконец, малочисленность проксимальных лент по сравнению с дистальными. Эрозионное воздействие потоков, как отмечалось, ослабевало по мере удаления от дельты, но лишь в дистальной зоне на большом удалении от дельты накопление осадков происходило непрерывно.

Не только наблюдения над природными объектами, но и экспериментальные исследования, проведенные Ф.Х. Кюененом [Kuenen, 1951] и другими учеными, показывают, что мутьевые потоки образуют ритмы – определенные последовательности осадков с разными текстурно-структурными показателями. Характер этих последовательностей является производной гранулярного состава наносов и скорости потока. По мере падения скорости отлагается все более тонкий обломочный материал, образуя осадки с вполне определенными текстурами. Первым из головной части мутьевого потока, внутри которой вследствие турбулентности могли перемещаться аномально крупные по отношению к основной массе частицы, при торможении отлагается осадок (элемент ритма А), состоящий из наиболее крупных частиц. Эти частицы дифференцируются по размерам без обособления слоев. Затем из установившегося потока при высокой его скорости в фазу плоского дна формируется осадок с горизонтальной слоистостью (элемент ритма В). Дальнейшее падение скорости приводит к возникновению рябистого дна. Наиболее крупные из частиц, содержащиеся в это время в потоке, перемещаются посредством перекачивания, образуя осадок с косоволнистой слоистостью (элемент ритма С). В условиях затухающего потока в нижнюю фазу плоского дна вновь отлагается горизонтально-слоистый осадок (элемент ритма D). Однако в его сложении принимают участие существенно меньшие по размеру частицы, чем в ранее образовавшемся осадке с аналогичной текстурой. И, наконец, в заключительный этап непосредственно из мутьевого потока до его полного смешения с окружающей водой выпадает глинистый материал, формирующий нижнюю часть элемента ритма Е. Позднее из суспензии осаждаются основная масса глинистых частиц. Столь полный набор элементов ритма образуется далеко не всегда. Так, элемент ритма А не сформируется, очевидно, в случае высокой начальной скорости потока и перемещении им только

сравнительно тонких частиц. При значительном торможении мутьевого потока его энергия после отложения осадка с градационной слоистостью может оказаться недостаточной для переноса материала во взвешенном состоянии. В итоге не отложится осадок с горизонтальной слоистостью (В), а сразу начнет формироваться осадок с косоволнистой слоистостью (С). Если падение скорости потока и уменьшение крупности зерен влекомых наносов будет происходить пропорционально, не сможет образоваться элемент ритма С. Самой же существенной причиной искажения идеальной картины осадконакопления является то, что мутьевые потоки эродировывают подстилающие отложения. В итоге существенно меняется гранулярный состав переносимого материала, что, несомненно, влияет и весьма существенно на ход образования осадков. Наблюдаемое в дистальных частях залежей сокращение вверх по разрезу содержания глинистых частиц является следствием обмеления озера и в меньшей степени приближения передового склона флювиогляциальной дельты.

В солоноватоводных и морских водоемах мутьевые потоки довольно энергично тормозились на небольшом расстоянии от передового склона дельт. Основной причиной торможения являлось не увеличение плотности воды, в которой они распространялись, а коагуляция глинистых частиц под воздействием электролитов. Укрупнение частиц приводило к их опусканию и перегрузке нижней части потока, вследствие которой происходило совместное осаждение основной массы алевроитовых и глинистых частиц. В начальный этап образования ледниково-морских глинистых толщ соленость вод, очевидно, была очень низкой в связи с близостью края льда и, соответственно, поступлением большого количества талых вод в бассейн, а также вследствие наличия вблизи современной береговой линии краевых моренных гряд и дельт ранних генераций, перегораживающих линейные депрессии и затрудняющих подток морских вод. Соответственно глинистые частицы коагулировали не полностью; нескоагулировавшие частицы получали возможность перемещаться на большое расстояние и отлагаться за пределами современного контура залежей глин. В итоге нижняя толща залежей оказывалась обедненной глинистыми частицами. С течением времени по мере отступления ледника и, очевидно, частичного разрушения перемычек соленость вод возрастала. В этот период формировалась наиболее богатая глинистыми частицами средняя толща глинистых залежей. Судя по экспериментальным исследованиям [Fraser, 1929] достаточно полная коагуляция глинистых частиц может иметь место при солености, не превышающей $1/50$ нормальной морской. Дальнейшее постепенное сокращение содержания глинистых частиц в залежах глин вероятнее всего является следствием как приближения передового склона дельты, так отчасти, возможно, и обмеления заливов,

сопровождающегося опреснением. Последний фактор полностью зависел от морфологии дна заливов. В пределах депрессий наиболее глинистыми, как отмечалось, оказываются части залежи наиболее близкие к бортам депрессии и наиболее удаленные от передового склона дельты. Связано это с их образованием из периферических частей мутьевого потока, обедненных песчано-алевритовым материалом. Наличие в ледниково-морских глинистых залежах лент с прямой и обратной градацией, вероятно, означает, что часть мутьевых потоков в процессе перемещения тормозилась и трансформировалась в обломочные потоки.

В послеледниковье происходил размыв позднеледниковых залежей глин в обстановке отступления береговой линии морского бассейна. Дифференциация обломочного материала в волноприбойной зоне приводила к выносу глинистых частиц в относительно глубоководные участки водоема и накоплению там глин, причем глин однородных, так как вследствие высокой солености вод происходила быстрая коагуляция глинистых частиц. Поскольку образование залежей глин происходило в мелеющем водоеме, содержание глинистой фракции в осадках постепенно уменьшалось. Местами морские глины отлагались в пределах размываемых морем залежей ледниково-морских глин.

3.2.5. Поисковые критерии месторождений строительных материалов

Пески, песчано-гравийные смеси и глины представляют собой дифференциат обломочного материала, переносимого ледниковым покровом. Разделение частиц по крупности в ходе таяния льда осуществлялось потоками талых ледниковых вод, а затем обломочными и мутьевыми потоками. Как отмечалось в разделе **3.1.2** запасы песка и песчано-гравийных смесей намного превосходят запасы глин. Соответственно, несмотря на генетическое разнообразие месторождений песка и гравия их поиски не представляют особых затруднений. Так, краевые и межлопастные гряды, к которым приурочены значительные запасы этого вида сырья, легко обнаруживаются на аэрофотоснимках, располагаясь почти под прямым углом к направлению движения ледника и на стыке ледниковых лопастей. Озы, напротив, образуют достаточно протяженные гряды, ориентированные, как правило, по направлению движения ледника, и вследствие этого тоже хорошо диагностируются по аэрофотоматериалам. С ними обычно сопряжены озерно-ледниковые отложения, образующие холмы – лимнокамь. Флювиогляциальные террасы редко встречаются в Кольском регионе. Они располагаются у склонов гор и крупных холмов, выделяясь на аэрофотоснимках светлосерым фототонном. Морские отложения распространены в виде нешироких полос по берегам морей, хорошо «читающихся» на аэрофотоснимках. В тех участках, где развиты песчаные отложения, их

рельеф существенно изменен эоловыми процессами, что позволяет безошибочно распознавать песчаные осадки при дешифрировании. Флювиогляциальные дельты представляют собой скопления песчано-гравийно-галечного материала предполья материковых ледников. Они формировались в субэральном-субаквальной обстановке в устьях флювиогляциальных рек при впадении в приледниковые водоемы. В западной части Кольского региона такими водоёмами являлись морские заливы, располагавшиеся в депрессиях, а в восточной, в основном, – подпрудные озера. Дельты обычно занимают большую площадь и, как правило, имеют ровную поверхность; иногда поверхность дельт бывает ямчатой или холмистой. Дело в том, что отложение обломочного материала при впадении в водоем происходило не только на породы ледникового ложа, но и, как отмечалось в разделе 3.2.2, на линзы или сплошной слой мертвого льда. В последнем случае при вытаивании льда на поверхности дельты образовывались замкнутые котловины или возникал холмисто-западинный рельеф. Кроме того, иногда поверхности дельт расчленялись в результате эпигенетического размыва. В разрезах отложения флювиогляциальных дельт распознаются по свойственной только им крупной диагональной слоистости. Дельты сочетаются с озами или ложбинами стока талых ледниковых вод. Выделение их при дешифрировании аэрофотоматериалов не представляет особых затруднений. Под отложениями флювиогляциальных дельт могут быть обнаружены осадки обломочных потоков, пригодные, как отмечалось, в качестве сырья для содержания дорог.

В исходном материале, судя по гранулярному составу отложенной морены [Каган, Солодухин, 1971], на долю глинистой фракции приходилось не более 2-5%, поэтому выделение локальных участков, в пределах которых концентрировались частицы глинистой размерности, приобретает особую актуальность, и в первую очередь в западной наиболее освоенной части Кольского региона.

Поверхность северо-запада и юго-запада Кольского региона интенсивно расчленена линейными депрессиями, наклоненными и открытыми в сторону Баренцева и Белого морей. Данное обстоятельство в сочетании с вероятной сеймотектонической активностью разломов, к которым эти депрессии приурочены, привели к тому, что при дегляциации основная масса талых ледниковых вод и, соответственно, перемещаемого ими обломочного материала устремилась по системам трещин во льду (депрессиям) к Баренцевому и Белому морям. Таким образом, появляется реальное основание для вывода том, что на западе Кольского региона основная масса глинистых частиц должна быть сосредоточена в морских отложениях. В связи с этим существенное значение приобретает положение верхней морской границы, установленное работами многих исследователей

(Г.И. Горецкого, А.Д. Арманда и др.). Очевидно, что поиски залежей глин необходимо проводить в пределах территории, лежащей ниже упомянутой границы и покрывавшейся морем в позднеледниковое время. Эта площадь достаточно обширна, но, как мы покажем далее, существуют критерии, позволяющие установить положение залежей глин, и, таким образом, сконцентрировать поисковые работы на небольших участках.

Ранее отмечалось, что глинистые толщи ассоциируют с флювиогляциальными дельтами. В послеледниковое время, по мере отступления береговой линии, происходил размыв глинистых отложений и формирование низких террас с маломощным аккумулятивным покровом. Изложенное свидетельствует о том, что наиболее мощные залежи глин располагаются между флювиогляциальной дельтой и площадью развития послеледниковых морских террас. Таким образом, при обнаружении дельтовых отложений глины следует искать, продвигаясь в дистальном направлении, и, наоборот, необходимо двигаться в сторону дельты (вверх по течению рек), встретив низкую террасу, в цоколе которой обнажаются ритмично-слоистые глины. По нашим данным в Кольском регионе залежи глин, представляющих практический интерес, формировались на расстоянии в несколько сотен метров от дельт в морских водоёмах и на расстоянии 3-5 км в приледниковых озерах [Евзеров, 1988; Bakhmutov, Yevzerov, Kolka, 1993].

После формирования глинистые залежи иногда заболачиваются и тогда их контуры не могут быть точно очерчены по аэрофотоматериалам. Масштаб залежей в этом случае надежно устанавливается лишь посредством полевых исследований, которые целесообразно вести с использованием изложенной выше методики, то есть выявлять дельтовые образования в депрессиях, заливавшихся морем, и так далее. В пределах заболоченных территорий располагаются, например, глинистые толщи Урагубских проявления и месторождения и проявления Аленкин ручей. В незаболоченных местах залежи глин после образования расчленяются сетью оврагов со специфическим древовидным рисунком, который легко дешифрируется при анализе аэрофотоматериалов. На рисунке 43 в качестве примера приведен фрагмент аэрофотоснимка района распространения крупного проявления глин. На нем благодаря упоминавшейся сети оврагов четко выделяются площади развития глинистых отложений. Беспорядочное расчленение последних оврагами обусловлено, очевидно, тем, что глины залегают субгоризонтально и их физико-механические свойства мало меняются на всей площади развития, а также тем, что глины с трудом размываются.

Указанные поисковые критерии были апробированы в полевых условиях при обследовании четвертичных отложений, выполняющих долины рек Печенги на западе и Усть-Пялки на юго-востоке. Их применение позволило в течение всего нескольких дней

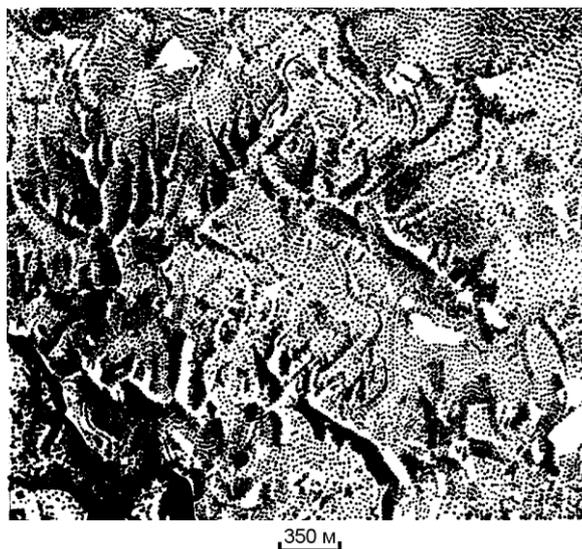


Рис. 43. Характер расчленения поверхности залежи глин в районе Кутсайокского проявления. Рисунок Т.М. Лекаркиной по аэрофото.

выявить две залежи глин – Луостарскую и Усть-Пялскую.

Глава 4. Россыпи Балтийского щита

Россыпи представляют большой практический интерес как источники золота, платины, олова, титана, циркония, алмазов, тантала и других металлов и минералов. Поэтому к ним на протяжении длительного времени приковано внимание и геологов-практиков и ученых, соответственно, сведения о составе, возрасте и условиях формирования россыпей опубликованы во многих работах. Обобщением имеющихся материалов на современном этапе наших знаний о россыпях является капитальная монография «Россыпные месторождения России и других стран СНГ» с обширной библиографией, опубликованная в конце прошлого века коллективом авторов [Патык-Кара и др., 1997] и увидевшая свет позднее работа Н.Г. Патык-Кара «Минерогения россыпей» [2008]. В них подчеркивается необходимость сквозного минерогенического анализа россыпей на основе выделения россыпных формаций как совокупности комплексов россыпей, отвечающих сходной тектонической, геоморфологической и литогенетической обстановке [Патык-Кара, 1980] и приведены примеры моделей россыпных районов и провинций, в том числе щита, подвергшегося воздействию материкового оледенения. В данном разделе нами предпринята попытка детализации этой последней модели применительно к двум россыпным формациям: ближнего сноса и прибрежно-морской с ограничением временных рамок рассмотрения четвертичным периодом.

Предметом непосредственных исследований автора являлись россыпи северо-восточной части Балтийского щита (Кольского полуострова). Следует отметить, что до

конца 30-х годов XX столетия работы, направленные на обнаружение россыпей в осадочном покрове указанного региона, выявление геологических, геоморфологических и палеогеографических условий, благоприятствующих концентрации тяжелых минералов, практически не проводились. Поисковые работы сдерживало укоренившееся представление об интенсивном экзарационном воздействии ледников, покрывавших регион в четвертичный период, на породы ложа. Предполагалось, что ледники снесли с поверхности Кольского полуострова не только более древние рыхлые образования, но и значительные толщи коренных пород. Сами ледниковые отложения тоже считались бесперспективными на россыпи.

Ситуация коренным образом изменилась благодаря исследованиям А.В. Сидоренко [Сидоренко, 1956, 1958], который показал, что остатки древних кор выветривания и синхронных им континентальных осадков довольно широко развиты в пределах региона. Он обосновал [Сидоренко, 1960а, б, в] возможность образования россыпей в осадочном покрове Кольского полуострова, выделив в качестве благоприятных предпосылок наличие остатков древней хорошо проработанной коры выветривания, раздробление больших масс пород на минеральные зерна современным выветриванием и насыщенность на значительных площадях горных пород Балтийского щита рудными и аксессуарными россыпеобразующими минералами. А.В. Сидоренко полагал, что россыпи следует искать как в четвертичных, так и в более древних отложениях районов Ловозерских, Хибинских тундр, Цагинской и Понойской депрессий, а также южного, юго-восточного и северо-западного побережий Кольского полуострова. Он подчеркивал, что новые наблюдения, полученные при разработке этой, по его словам, интереснейшей проблеме геологии рыхлого покрова Кольского полуострова, "помогут или развить, или отбросить как ошибочные высказанные... предположения" [Сидоренко, 1960а, с. 30]. Условия формирования россыпей в центральной части Кольского полуострова были рассмотрены в работе [Арманд, Граве, Евзеров, 1965].

К настоящему времени на Кольском полуострове установлены россыпи континентальные, локализующиеся вблизи коренного источника рудных минералов, и прибрежно-морские. Однако они крайне редки. Поэтому для лучшего понимания условий формирования россыпей и, что гораздо более важно, реальной оценки перспектив обнаружения новых россыпей в Кольском регионе представляется целесообразным обобщить имеющиеся материалы не только по Балтийскому щиту, но и по всей площади распространения скандинавских ледниковых покровов в целом. Эти покровы, как мы покажем далее, весьма значительно влияли на формирование и сохранность россыпей

[Евзеров, 1998]. Однако решающую роль в россыпеобразовании играли минерагения пород ложа ледника, степень вскрытия и условия концентрации ценных минералов.

4.1. Предпосылки формирования россыпей

Для адекватного обстановке истолкования полученных к настоящему времени материалов по россыпям, которые установлены на Балтийском щите, и реальной оценки перспектив обнаружения новых россыпных месторождений необходим всесторонний анализ минерагенических, геодинамических и палеогеографических условий россыпеобразования в этом регионе.

4.1.1. Россыпеобразующие минералы в кристаллических породах территории Балтийского щита

На рисунке 44. приведена геолого-структурная карта северо-восточной части Балтийского щита. На ней помимо общегеологической информации показано расположение проявлений золота и платины. Как видим, исследуемая нами часть Балтийского щита слагают метаморфические и магматические породы архея и протерозоя. К периоду палеозойской тектонической активизации относятся развитые в пределах щита многочисленные дайки щелочных пород и базальтоидов, а также интрузивные массивы щелочно - ультраосновных пород, наиболее крупными из которых являются Хибинский с широко известными месторождениями апатита и Ловозерский с месторождениями редких металлов. Как отмечалось, одной из предпосылок образования россыпей считается насыщенность кристаллических пород региона на значительных площадях рудными и аксессуарными минералами, которые устойчивы при выветривании и транспортировке. Однако поведение минералов россыпей в зоне гипергенеза существенно зависит от различных параметров и прежде всего от их плотности. С таких позиций материалы по минерагении кристаллических пород Балтийского щита не анализировались. В данном разделе мы рассмотрим имеющиеся данные через призму классификации минералов россыпей Г.С. Момджи и В.А. Блинова [1970] (см. таблицу 16).

Всего более 50 минералов в силу своих физико-химических свойств способны накапливаться в россыпях [Патык-Кара и др., 1997]. Из них в кристаллических породах, развитых на территории Балтийского щита, в значительных скоплениях обнаружены такие минералы, как лопарит, ильменит, титаномагнетит, магнетит, перовскит, апатит, гранаты и циркон. Все они, кроме циркона, образуют коренные месторождения на Балтийском щите [Минеральные месторождения..., 1981; Бугге, 1982; Грип, 1982; Исокангас, 1982] и, согласно приведенной классификации, относятся к группе минералов с низкой

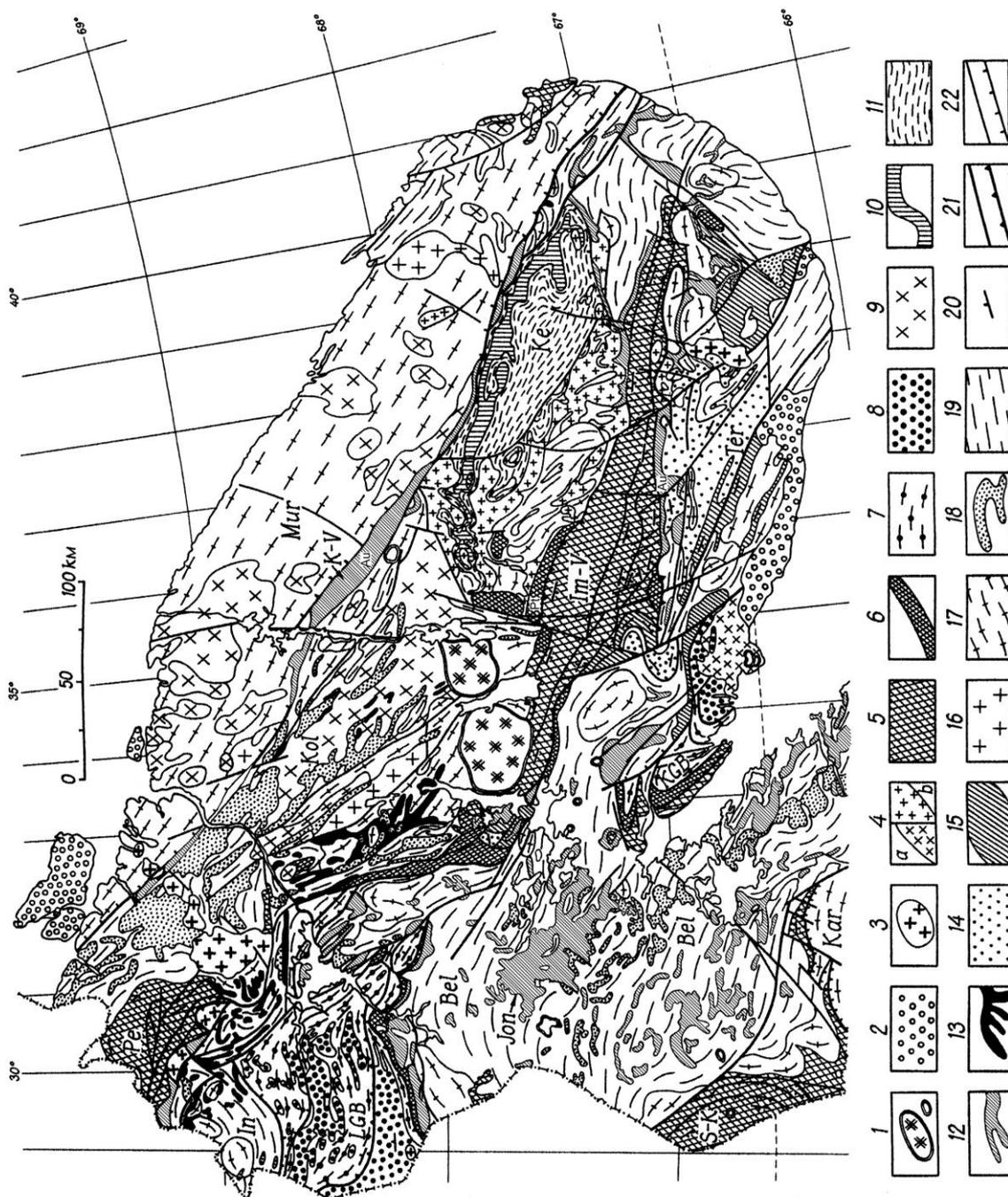


Рис. 44. Геолого-структурная карта Кольского региона Балтийского щита (приведена по:[Geology..., 1995]) с небольшими дополнениями.

Террейны (блоки или домены): Mur – Мурманский, Kol – Кольский, Bel – Беломорский, Ter – Терский, Ke – Кейвский, In – Инари. Пояса: Jon – Ёнский, K-V – Колмозеро-Воронья (архейские зеленокаменные), LGB – Лапландский, KGB – Кандалакшско-Колвицкий (гранулитовые), Pe – Печенга, Im-V – Имандра-Варзуга (рифтогенные раннепротерозойские). Проявления: Pt – платины, Au – золота.

1 – контуры палеозойских интрузий; 2 – осадочные породы позднего протерозоя.

Ранний протерозой: 3 – граниты, гранодиориты и диориты; 4 – чарнокиты, граниты (а)щелочные граниты, в том числе позднеархейские в Кейвах (б); 5 – вулканогенно-

осадочные породы; 6 – анортозиты, габбро-анортозиты (в Кейвах архейские), габбро, пироксениты, перидотиты. Ранний протерозой (или поздний архей?): 7 – гранулиты основного и среднего состава; 8 – кислые гранулиты. Поздний архей: 9 – гранодиориты, диориты и эндербиты; 10 – глинозёмистые и суперглинозёмистые гнейсы и сланцы; 11 – кислые гнейсы; 12 – фрагменты зеленокаменных поясов (гнейсы, амфиболиты и метакоматииты); 13 – фрагменты железорудной формации (гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты); 14 – гнейсы и сланцы; 15 – гнейсы и амфиболиты; 16 – гранодиориты и диориты; 17 – плагиограниты и гранито-гнейсы; 18 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 19 – гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты и редко амфиболиты; 20 – элементы залегания; 21 – субвертикальные разломы и пологие надвиги, разделяющие протерозойские террейны; 22 – субвертикальные разломы и надвиги разной иерархии.

Таблица 16

Классификация минералов россыпей по их поведению в механогенезе

Плотность минералов, г/см ³	Распространенность минералов	
	Низкая и средняя	Высокая
Высокая (>12)	Благородные металлы	-
Средняя (5.5 - 12)	Рудные минералы (касситерит, танталит и др.)	-
Низкая (3.5 - 5.5)	а. Минералы редких земель б. Алмазы	Минералы титана и циркония

плотностью и высокой распространенностью. Такие минералы формируют россыпные месторождения только при глубоком химическом выветривании материнских пород и, как правило, последующем переотложении продуктов верхней зоны коры выветривания. Что же касается минералов низкой и средней распространенности с высокой и средней плотностью (минералы платиновой группы, золота, редких земель, олова, тантала и ниобия), россыпи которых возникают в существенно более широком диапазоне палеогеографических обстановок, то их сколько-либо значимые месторождения, кроме платины, пока не выявлены на территории щита. То же самое можно сказать и об алмазах, коренные месторождения которых не установлены в рассматриваемом регионе, хотя по данным ряда исследователей [Киселев, Ключин, Захаров, 1991; Поляков, Калинин, 1993; Сорохтин О., Митрофанов, Сорохтин Н., 1996] перспективы их обнаружения имеются.

4.1.2. Величина эрозионного среза Балтийского щита

До сравнительно недавнего времени все исследователи считали, что с поверхности Балтийского щита за время его существования различными агентами зоны гипергенеза снесены многокилометровые толщи пород. Основанием для такого заключения служили

определяемые с помощью геобарометров давления, имевшие место при формировании магматических и метаморфических пород. Высокие давления рассматривались в качестве производных литостатической нагрузки. Лишь в восьмидесятые годы XX века исследователи показали, что давление флюида может быть больше литостатического давления [Петрография, 1976; Уэйн, 1983] и, следовательно, оно контролируется не мощностью пород кровли, а только её прочностью. Однако и позднее уже на базе геолого-геофизических реконструкций строения палеозойских щелочных-ультраосновных интрузивных массивов вновь был поставлен вопрос о значительном эрозионном срезе, убывающем с юго-востока на северо-запад с 8-11 до 5 и менее километров [Арзамасцев и др., 1998]. Авторы исходили из постоянства соотношения между диаметром массивов и глубиной распространения интрузивных тел, что отнюдь не бесспорно.

В предыдущей работе [Евзеров, Горяинов, 1998] мы показали, что конкретный геологический материал свидетельствует о незначительной эрозии на протяжении примерно 2.5 млрд. лет, однако величину эрозии точнее не определили. Наиболее надежными представляются оценки этой величины, сделанные по конкретным геологическим наблюдениям. Так, по данным П.К. Скуфьина (личное сообщение), денудация субвулканических построек Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса возрастом от ~1.9 до 2.3 млрд. лет составила от 0.5 до 1.5 км. Сохранность жерловых фаций субвулканического Юовв-оайвского гранитоидного комплекса (возраст около 1.8 млрд. лет), установленная М.И. Дубровским [1969], позволила ему оценить величину эрозионного среза менее чем в 1 км. Л.А. Кириченко [1970], изучавший палеозойские отложения на Кольском полуострове, пришел к выводу, что эрозионный срез здесь в верхнем девоне и карбоне мало отличался от современного, поскольку в базальных конгломератах девонского и каменноугольного периодов встречаются те же породы, которые обнажаются поблизости в настоящее время.

На протяжении палеозоя территории Балтийского щита в той или иной степени неоднократно покрывалась водами морских бассейнов. Об этом свидетельствуют редкие останцы метаморфизованных осадочных пород кембросилура, девона и карбона, сведения о строении и распространении которых систематизированы Л.А. Кириченко [1970]. В дальнейшем в течение всего или большей части мезозоя на Балтийском щите господствовали континентальные условия [Афанасьев, 1977; Yevzerov, Nikolaeva, 1995]. В кайнозое в пределы щита проникали, по меньшей мере, четыре трансгрессии, имевшие место в палеогене, в среднем и верхнем плейстоцене и в голоцене [Евзеров и др., 1981; Yevzerov, Nikolaeva, 1995].

Таким образом, в гипергенный цикл миграции на протяжении всей истории существования Балтийского щита был вовлечен небольшой объём продуктов разрушения кристаллических пород. Как отмечалось во введении, вероятнее всего щит совершал малоамплитудные вертикальные перемещения разного знака, частично оказываясь ниже уровня Мирового океана при погружениях; однако в целом незначительно превалировали восходящие движения. Именно этим принципиально отличается история развития Балтийского щита от таковой Украинского щита, в площади распространения которого, начиная с мелового периода, доминировали погружения, вследствие чего здесь сформировался осадочный чехол мощностью более 300 метров. Слагают чехол чередующиеся морские и континентальные отложения верхнего мезозоя и кайнозоя, к которым приурочены редкометалльные, ильменитовые, циркон - ильменитовые и другие россыпи [Металлогения..., 1974].

4.1.3. Строение рыхлого покрова щита и вскрытие россыпеобразующих минералов

Кристаллические породы рассматриваемого региона перекрыты рыхлыми образованиями, занимающими 80-85% площади щита. Мощность рыхлого покрова измеряется метрами, редко десятками метров и крайне редко достигает 100 и более метров. Главную роль в строении покрова играет морена покровных оледенений. Существенно меньшее место занимают меж-, поздне- и послеледниковые осадочные отложения различного генезиса, имеющие, как правило, небольшую мощность и встречающиеся не повсеместно. Наряду с ними в состав рыхлого покрова входят останцы каолиновой и гидрослюдистой кор выветривания.

В первой части работы мы отмечали, что каолиновая кора выветривания, некогда, вероятно, занимавшая большую площадь в пределах Балтийского щита, формировалась в условиях тёплого и влажного климата на протяжении верхнего триаса-начала нижней юры. В течение нижней и средней юры верхние горизонты ее явились основным источником материала, поступавшего в Южно-Баренцевоморскую впадину. К началу верхней юры на щите сохранились только корни каолиновой коры выветривания, так как в верхней юре и нижнем мелу со щита сносился существенно менее выветрелый материал, чем в предшествующий период. Эти корни не играли никакой роли в россыпеобразовании на континенте. При каолиновом выветривании в верхней зоне разрушались все неустойчивые и промежуточные по устойчивости к агентам химического выветривания минералы, такие как биотит, амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, а синтезировался главным образом каолинит. Не претерпевали существенных изменений кварц, лопарит, циркон, ильменит, лейкоксен и ряд других устойчивых минералов. При

гидрослюдистом выветривании, имевшем место в миоцене-плиоцене в обстановке умеренного климата, породообразующие минералы (полевые шпаты, амфиболы и пироксены) разрушались лишь частично и, соответственно, рудные и акцессорные минералы вскрывались менее полно, чем при каолиновом выветривании. Переотложение продуктов выветривания в конце неогена привело к образованию концентраций некоторых минералов низкой плотности почти до уровня их содержаний в рудных горизонтах кристаллических пород [Евзеров, 1998]. Однако находки неогеновых концентратов крайне редки, что объясняется как размывом коры выветривания в связи с поднятием региона в конце плиоцена, так и ассимиляцией продуктов неогенового выветривания покровными ледниками [Евзеров, 1998]. В четвертичный период с его довольно суровым климатом кристаллические породы под воздействием гипергенных агентов изменялись в меньшей степени, чем в неогене, поскольку морозное выветривание, пришедшее на смену выветриванию температурному, продуцирует существенно более крупный обломочный материал [Черняховский, 1980] и, кроме того, интенсивность проявления химического изменения пород убывает по мере ухудшения климата. Соответственно, в четвертичное время россыпеобразующие минералы вскрывались наименее полно, по сравнению с предшествующими мезозойским и кайнозойским периодами геологической истории Балтийского щита.

4.1.4. Роль покровных оледенений в формировании и сохранении россыпей

Рыхлый покров Балтийского щита, как и всей площади распространения покровных ледников, представлен преимущественно моренами. Оставившие их ледники на щите прерывали процесс образования россыпей посредством перекрытия источников россыпеобразующих минералов чехлом ледниковых отложений, "засоряли" продукты разрушения материнских пород россыпей инородным материалом. Также они ассимилировали и фактически уничтожали россыпи, образовавшиеся в межледниковые эпохи, а в периоды позднеледниковий поставляли в прибрежные районы крупных водоемов столь большое количество обломочного материала, что оно не могло быть тщательно дифференцировано по крупности и плотности деятельностью волн [Евзеров, 1998]. Вместе с тем в пределах плиты ледники ассимилировали частицы золота из промежуточных коллекторов и перемещали их к периферии. Тем самым в полосе краевых образований создавались благоприятные предпосылки как для накопления указанных частиц в отложениях ледникового парагенетического ряда, так и для формирования плейстоценовых и современных аллювиальных россыпей [Kühne, 1976; Воскресенский и др., 2000; Матвеева и др., 2000].

Первое утверждение о прерывании процесса формирования россыпей при перекрытии мореной материнских пород не нуждается в комментариях. Доводы в пользу остальных заключений вкратце рассмотрены ниже. Содержание минерала в россыпи (C_p), согласно уравнению Г.С. Момджи [1960], равно произведению коэффициентов концентрации (a), локальности (K_l) и среднего содержания минерала в исходном материале (C_n): $C_p = a \cdot K_l \cdot C_n$. Коэффициент концентрации зависит от плотности минерала. Конкретный характер этой зависимости определяется режимом осадконакопления, который не связан с наличием или отсутствием ледника. Коэффициент локальности для аллювиальных россыпей представляет собой отношение площади коренного источника к площади всей области питания россыпи. В пределах территории развития покровных ледников инородный материал поступает в россыпь не только из пород вмещающих коренной источник, но и из почти повсеместно распространенных ледниковых отложений, которые в ряде случаев могут быть единственным поставщиком этого материала в россыпь. Следовательно, на Балтийском щите коэффициент локальности является показателем доли инородных обломков, попадающих в россыпь, прежде всего, из ледниковых образований. Его значение равно единице при отсутствии в россыпи инородного материала и уменьшается по мере увеличения его содержания. Выяснение закономерностей формирования состава морены покровного оледенения Х. Гирвасом в финской Лапландии [Hirvas, 1977] и В.Я. Евзеровым на Кольском полуострове показало, что в морене по мере удаления от контакта двух разнородных толщ кристаллических пород по направлению движения льда возрастает содержание обломочного материала подстилающих пород. Вблизи контакта оно составляет всего лишь несколько процентов, тогда как на расстоянии чаще всего в 5 км от контакта оно возрастает до 70-80% (рис. 45). Иными словами, K_l приближается к единице, если поперечник массива пород, являющихся потенциальным источником россыпей, превышает 5 км в направлении перемещения льда [Евзеров, 1998].

Мы полагаем, что небольшие прибрежно-морские россыпи могли формироваться во все безледные периоды, подобно тому, как это имеет место в голоцене [Евзеров, 1980a]. Однако развивавшиеся впоследствии ледники очевидно ассимилировали образовавшиеся россыпи и значительно разубожили их в процессе перемещения, иными словами разрушили их. Именно вследствие этого россыпи более древних безледных периодов, чем голоцен, не обнаружены до сих пор, несмотря на довольно хорошую изученность межледниковых осадков в скважинах и обнажениях. Необходимо отметить, что ледниковая экзарация была незначительной только во внутренних областях, а именно:

вблизи ледоразделов, а также в пределах территорий, располагавшихся в "тени" крупных положительных форм рельефа.

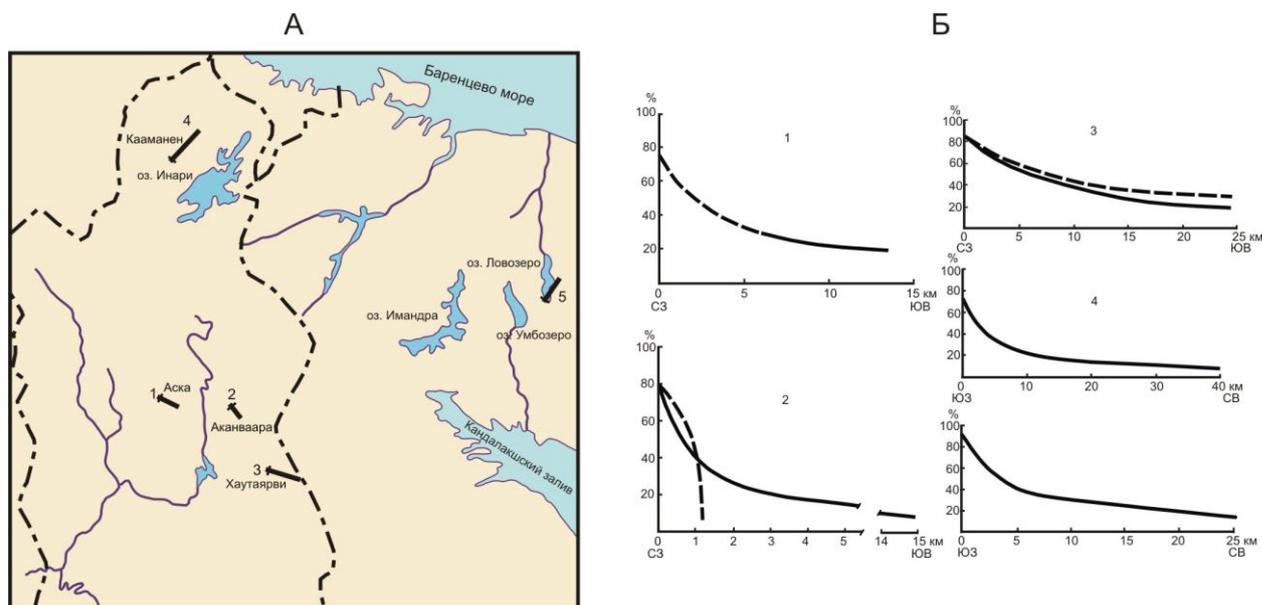


Рис. 45. Направления и дальность перемещения обломочного материала из различных коренных источников (А) и графики изменения содержания в морене гальки различных пород по мере удаления от коренного источника (Б).

А: длина линий и их нумерация те же, что и графиков на рис. Б.

Б: 1 – галька гранитов в морене III покрова раннего валдая; 2 – галька габбро в морене III покрова раннего валдая; 3 – галька гранитов в морене II покрова позднего валдая и III покрова раннего валдая (соответственно, пунктирная и сплошная линии); 4 – галька гранулитов в морене II покрова позднего валдая; 5 – галька нефелиновых сиенитов Ловозерского массива в морене позднего валдая. Пробы для определения содержания галек указанных пород отбирались на расстоянии более 1 м от подошвы морены, залегающей на разрушенных в той или иной степени кристаллических породах; в непосредственной близости от подошвы взяты лишь пробы с галькой габбро (пунктирная линия на графике 2) Нулевым точкам графиков отвечают содержания галек в пробах морены, отобранных над коренным источником галек вблизи контакта с породами иного состава или над самим контактом. Графики 1-4 и номенклатура соответствующих горизонтов морен приведены по материалам Х. Гирваса [1977], график 5 построен автором.

В периоды позднеледниковий освобождающаяся ото льда территория интенсивно поднималась. Вместе с тем в водоёмы поступали значительные массы обломков галечнопесчаной и алевритоглинистой размерности, приносимых как потоками талых

ледниковых вод, так и мутьевыми потоками. Естественно, такая палеогеографическая и тектоническая обстановка была неблагоприятна для сепарации тяжелых минералов. Концентрирование последних происходило тогда, когда снижался темп поднятия и уменьшался объём поставляемого в бассейн обломочного материала, то есть в межледниковые и послеледниковый (голоценовый) этапы развития Балтийского щита. Однако в настоящее время по отмеченной выше причине известны только россыпи голоцена.

Исследования, проведенные в Германии и России за пределами Балтийского щита, на южном фланге Скандинавских ледниковых покровов, показали, что покровные ледники ассимилировали частицы золота из промежуточных коллекторов: разного генезиса и возраста и перемещали их к периферии [Kühne, 1976; Воскресенский и др., 2000; Матвеева и др., 2000]. В качестве промежуточных коллекторов И.С. Воскресенский с соавторами [2000] рассматривают нерасчлененную доплиоценовую конгломератовую толщу и аллювиально-пролювиально-озерные отложения позднего плиоцена. Другие авторы значительно расширяют круг промежуточных коллекторов золота [Матвеева, Филиппов, 2000; Матвеева и др., 2000]. Они включают в него речные песчаные и песчано-гравийные с галькой и прослоями конгломератов или гравийно - галечные отложения татарского яруса верхней перми, вохминской свиты, шилихинского и краснобаковского горизонтов нижнего триаса и базальных горизонтов верхней юры, а также озерно-болотные сидериты юры, фосфоритовые фации мелководных бассейнов нижнего мела и мезо-кайнозойские прибрежно-морские титан-циркониевые россыпи. Частицы золота могли накапливаться в полосе краевых образований в ледниковых и флювиогляциальных отложениях, которые в свою очередь явились промежуточным коллектором золота при образовании плейстоценовых и современных аллювиальных россыпей.

Мы начнем рассмотрение материалов по россыпям с россыпей ближнего сноса, поскольку россыпь именно такого типа, судя по технико-экономическому обоснованию, представляет практический интерес в Кольском регионе.

4.2. Россыпи ближнего сноса

Континентальные россыпи, залегающие поблизости от коренных источников, в соответствии с представлениями Н. П. Хераскова, К.В. Потемкина и А.Н. Спицына [1960] рассматриваются нами как своеобразный геологический тип месторождений - россыпи ближнего сноса. Их формирование при прочих равных условиях существенным образом зависит от плотности и размеров зерен полезных минералов. Минералы с высокой плотностью, встречающиеся в материнских породах в виде более или менее крупных выделений, как отмечалось, образуют скопления в широком диапазоне геоморфологических и палеогеографических обстановок, тогда как минералы низкой

плотности, часто имеющие малые размеры зерен, концентрируются только в особо благоприятных условиях. Об этом свидетельствуют конкретные данные по россыпям Балтийского щита.

4.2.1. Ловозерская россыпное месторождение лопарита

Наиболее полно условия образования россыпей ближнего сноса восстановлены на основе изучения рельефа и отложений района Ловозерских тундр, выполненного автором как самостоятельно, так и в содружестве с геологами научных и поисково-разведочных организаций [Граве и др., 1964; Граве, Евзеров, 1964; Евзеров, Лихачев, 1974; Евзеров, Сапрыкина, Терешков, 1978 и др.]. Изложению результатов этих исследований мы уделим основное внимание.

Ловозерская интрузия нефелиновых сиенитов образует низкогорный островной массив с платообразной поверхностью, возвышающийся над окружающей равниной на 500-950 м. Его склоны прорезаны речными долинами, в верховьях которых, как правило, располагаются цирки. Наиболее расчленены северные склоны массива; слабая расчлененность характерна для южных и восточных склонов. В центральной части массива располагается обширная крутосклонная Сейдозерская котловина, в которую открываются долины многочисленных ручьев. Нефелиновые сиениты обогащены устойчивыми при выветривании минералами титана: сфеном, лопаритом и др., которые неравномерно распределены по разрезу интрузии. Вмещающие Ловозерский массив гнейсы архея и ловозерская осадочно-вулканогенная свита, образующая кровлю массива (рис. 46.), практически не содержат этих минералов. Ловозерская свита сохранилась в виде ксенолитов в кровле и краевых частях массива. Её возраст определен как верхнедевонский на основании находок отпечатков растений этого времени в туфогенных сланцах [Криштофович, 1937].

Ловозерский плутон имеет довольно крутые контакты с вмещающими породами и по геолого-геофизическим данным прослеживается на глубину более 10 км [Арзамасцев и др., 1998]. И.В. Буссен и А.С. Сахаров [1967, 1972] на геологической основе выделяют 6 разновозрастных комплекс-плутонов, отвечающих шести этапам эруптивной деятельности. Положение пяти из них показано на рис. 46. Шестой комплекс, представленный щелочными лампрофирами, на упомянутой схеме отсутствует, поскольку его выходы занимают меньше 0.01% площади массива. Наибольшее значение в строении видимой части плутона имеют комплексы луювритов-фойяитов-уртитов и эвдиалитовых луювритов, на долю которых приходится, соответственно, 42.31% и 43.77% [Буссен, Сахаров, 1972]. Первый из указанных комплексов обнажается на всем протяжении средней и нижней части склонов горного массива. Его верхняя часть, несогласно

срезанная вышележащими эвдиалитовыми луювритами, понижается с северо-запада на восток и юго-восток от 800-900 м абс. высоты до 500-600 м. Общая мощность комплекса не установлена; известная у западного контакта достигает порядка 2000 м. С ним связаны все основные рудные залежи лопарита. Породы комплекса эвдиалитовых луювритов наибольшей мощности достигают в западной и центральной части Ловозерских тундр. Почти все платообразные поверхности гор сложены эвдиалитовыми луювритами. Исключение составляют лишь невысокие вершины Суолуайв и Пункаруайв в юго-восточной части массива. Очевидно, что возникавшие в процессе денудации горного массива продукты разрушения пород комплексов луювритов-фойяитов-уртитов и эвдиалитовых луювритов составляли основную массу обломочного материала, скапливающегося у его подножья.

Характеристика минерального состава пород двух упомянутых наиболее важных комплекс-плутонов приведена в таблице 17. Как видим, в породах этих комплекс-плутонов преобладают минералы с плотностью меньше 2.9 г/см^3 (плотность бромформа). Однако и содержание минералов "тяжелой" фракции в породах довольно велико – примерно 27-40%. Кроме минералов, перечисленных в таблице, в породах отмечаются рамзаит, пирохлор, ильменит и некоторые другие минералы, обнаруженные и в рыхлых отложениях района.

Представляет интерес специальная характеристика лопарита - основного продуктивного минерала, как коренных, так и россыпного месторождения района Ловозерских тундр. В дальнейшем изложении использован в основном материал монографии И.В. Буссен [1963], в которой приведена также подробная библиография по затрагиваемому вопросу. Лопарит - минерал кубической сингонии с несовершенной спайностью. Твердость 5,5-6. Он хрупок, раскалывается на остроугольные обломки. Цвет лопарита черный, в тонких сколах просвечивает бурым или вишнево-красным. Черта коричнево-бурая. Блеск полуметаллический до стеклянного. Размер кристаллов лопарита в ловозерских щелочных породах меняется от 0.05 мм до 2.55 мм, наиболее характерен - 0.1-0.4 мм. Правильно развитые кристаллы лопарита имеют кубический или кубоктаэдрический габитус, усложненный двойникованием по „флюоритовому" закону. Иногда появляются слабо развитые грани ромбододекаэдра. В эвдиалитовых луювритах встречаются несдвойникованные кристаллы кубического и октаэдрического габитуса. Ксеноморфные выделения лопарита в очень небольшом количестве присутствуют во всех разновидностях пород. Обычно кристаллы лопарита содержат небольшое количество включений, но иногда (в горизонтах уртитов) включений нефелина и апатита бывает настолько много, что кристалл приобретает скелетную форму. Лопарит является очень

устойчивым соединением. Он нерастворим в азотной кислоте, слабо растворяется в соляной и серной кислотах. Полностью растворяется в плавиковой кислоте. И.Д. Борнеман – Старынкевич [1945] вывела для лопарита общую формулу: $A_2B_2O_6$, где $A=Na, Ca, TR$; $B= Ti, Nb, Ta$. При этом лопарит рассматривается как изоморфное соединение $NaCeTi_2O_6$, $Na_2Nb_2O_6$ и $Ca_2Ti_2O_6$ с небольшим количеством $Ca_2Th_2O_6$ и $Fe^{III}Fe^{II}O_6$. Наиболее важным в составе лопарита является содержание таких промышленно-ценных компонентов, как тантал, ниобий, редкие земли и титан. Содержание суммы пятиокси тантала и ниобия в лопарите из Ловозерского массива варьирует от 11.5 до 7.1%, а отношение ниобия к танталу – от 6 до 18. Содержание суммы редких земель изменяется от 36 до 30%. Представлены они, в основном, церовой группой. Количество двуокси титана более постоянно и составляет 39.3-41.2%.

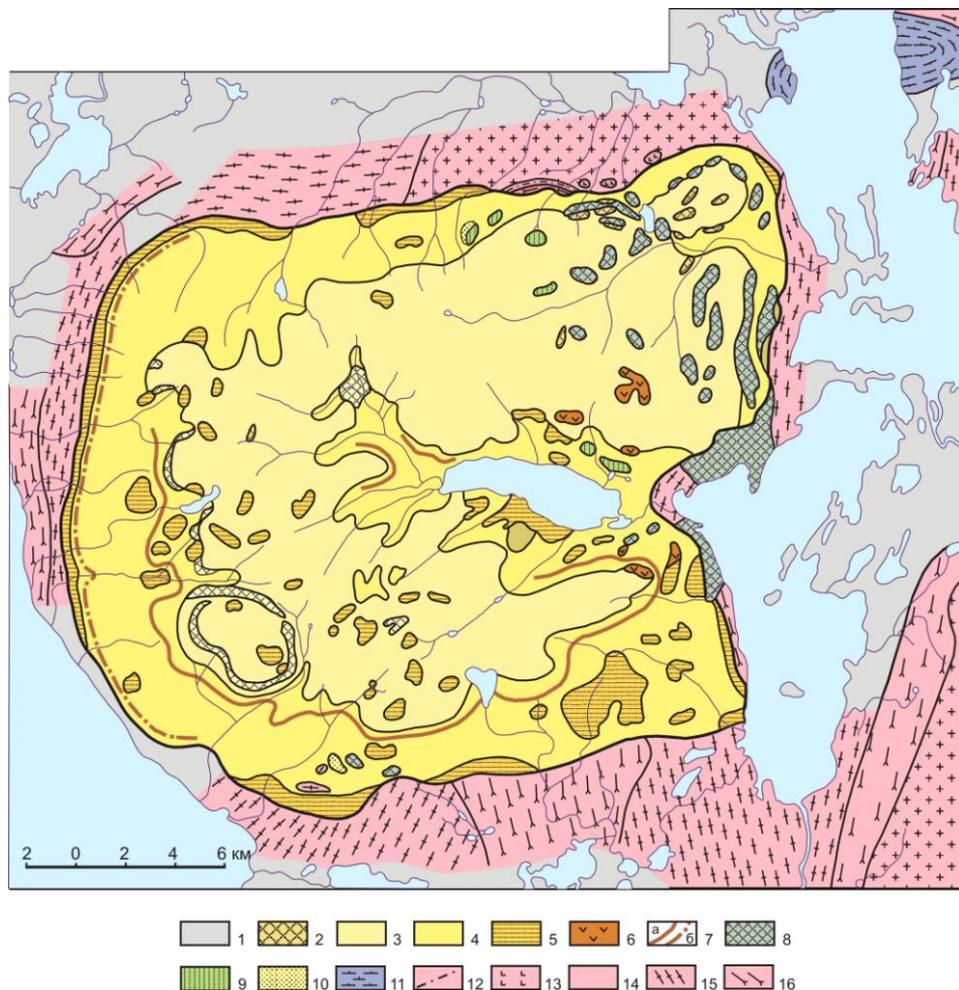


Рис. 46. Сводная схема геологического строения Ловозерского массива нефелиновых сиенитов и вмещающих его пород. Составлена М.К. Граве по материалам А.С. Сахарова, М.Т. Козлова (Геологический институт Кольского филиала АН СССР) и В.А. Костина (Федоровотундровской партии СЗГУ).

Кайнозой: 1 – четвертичные отложения. Палеозой, породы массива: 2 – мурманитовые порфиroidные луявриты (V комплекс); 3 – эвдиалитовые луявриты (IV

комплекс); 4 – люавриты-фойяиты-уртиты (III комплекс); 5 – пойкилитовые и порфиroidные нефелиновые сиениты (II комплекс); 6 – метаморфизованные щелочные породы (I комплекс); 7 – рудные горизонты: а-верхние, б-нижние. Девон (ловозерская свита): 8 – основные эффузивы и их туфы; 9 – туфогенные сланцы; 10 – песчаники, алевролиты, конгломераты. Палеозой(?): 11 – пироксениты, перидотиты, оливиниты. Протерозой: 12 – силлиманитовые сланцы; 13 – пироксениты, перидотиты. Архей (свита кольских гнейсов): 14 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты и мигматиты; 15 – олигоклазовые гнейсо-граниты и гнейсодиориты; 16 – биотитовые гнейсы с подчиненными гранат- и амфибол-биотитовыми.

Таблица 17

Средний минеральный состав III и IV интрузивных комплексов Ловозерского массива нефелиновых сиенитов (в вес. %)

Минералы	Наименование интрузивных комплексов		
	Комплекс люавритов-фойяитов-уртитов	Комплекс эвдиалитовых люавритов	Плотности минералов
Каликатровый полевой шпат	35.05	32.60	2.5-2.6
Альбит	2.45	2.88	2.5-2.6
Нефелин	23.00	17.53	2.55-2.65
Содалит	2.40	0.44	2.2-2.3
Натролит	9.23	4.41	2.21-2.26
Эгириин и эгириин-авгит	20.86	22.80	3.38-3.55
Щелочной амфибол	2.08	5.57	3.21-3.25
Эвдиалит	2.54	11.60	2.78-2.95
Лопарит	0.36	0.08	4.64-4.89
Сфен	0.17	0.18	3.5
Лампрофиллит	0.32	1.47	3.38-3.46
Мурманит-ломоносовит	0.18	0.36	2.4-3.15
Апатит	0.45	0.08	3.12-3.43
Пектолит	0.22	Среднее содержание пектолита и канкринита ничтожно; прочие не установлены	2.74-2.88
Виллиомит	0.47		2.8
Ринколит	0.05		3.2-3.4
Уссингит	0.12		2.46
Канкринит	0.05		2.4
Сумма	100.00	100.00	

Примечание. Минеральный состав комплексов приведен по данным Н.В. Иванова [1955], плотности минералов – по К.А. Власову, М.В. Кузьменко, Е.М. Еськовой [1959].

Рассмотрим вкратце вопрос о месте лопарита в структуре пород и распределении его в комплекс-плутонах. В породах комплекс-плутона люавритов-фойяитов-уртитов, называемого также дифференцированным, лопарит совместно с эгирином и амфиболом

(луаврит), апатитом (апатито-лопаритовый уртит) или сфеном (уртит, обогащенный сфеном) располагается между лейстами полевого шпата и нефелина. В малиньитах лопарит образует "цепочки", пересекающие как кристаллы эгирина, так и лейсты калинатрового полевого шпата. При этом преобладающее количество лопарита пойкилитово включено в эгирин. Изредка встречаются включения лопарита в эвдиалите и мурманите. Рудные залежи лопарита в данном комплекс-плутоне приурочены как к верхней, так и к нижней частям разреза. Верхние рудные залежи представлены слоями лопаритового уртита, лопаритового малиньита и апатито-лопаритового уртита. Повышенные содержания лопарита отмечаются в трех слоях луавритов, которые в настоящее время не рассматриваются в качестве рудных тел. Нижними рудными залежами являются, в основном, слои уртитов, ювитов и ювит-уртитов, обогащенные лопаритом. Расположение рудных залежей схематично показано на рис. 46. В эвдиалитовых луавритах лопарит располагается среди темноцветных минералов. В этом комплекс-плутоне повышенные содержания лопарита встречаются только в лопарито-эвдиалитовых порфировидных ювитах и неравномерно зернистых лейкократовых эвдиалитовых фойяитах.

Изложенный материал показывает, что дифференцированный комплекс характеризуется более высоким средним содержанием лопарита, по сравнению с комплексом эвдиалитовых луавритов, и содержит все рудные залежи. Исходя из этого и учитывая широкое распространение пород комплекса во вскрытой части массива, дифференцированный комплекс можно считать основным поставщиком лопарита в рыхлые отложения. Породы рассматриваемого комплекса обнажаются на всех склонах Ловозерского массива, образуя почти везде выходы значительной ширины. На их долю, судя по картографическому материалу [Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Буссен, Сахаров, 1972], в северо-западной, юго-западной и юго-восточной частях горного сооружения приходится примерно от 50 до 75% от длины склонов. Лишь на восточных склонах гор Куамдеспакх и Апуайв (к северо-востоку от горы Куамдеспакх) и северном склоне горы Пьялкимпор (к востоку от горы Флора) ширина выходов сильно уменьшается вследствие наличия большого количества ксенолитов пород кровли интрузии. Принимая во внимание распространение на поверхности пород дифференцированного комплекса можно считать, что поступление значительных количеств лопарита в рыхлые отложения равновероятно по всему периметру массива, за исключением отмеченных (малоперспективных) участков. Вмещающие Ловозерский массив гнейсы архея не содержат лопарит и многие другие минералы щелочных пород.

Нефелин в экзогенных условиях, как правило, подвергается в той или иной степени выщелачиванию, которое способствует разрушению пород агентами физического выветривания - наиболее интенсивного на Кольском полуострове в четвертичное время. Следовательно, расположение лопарита между лейстами полевого шпата и нефелина облегчает высвобождение его из пород, так как в результате дезинтеграции их, даже без измельчения полевого шпата и нефелина, лопарит оказывается свободным. Однако лопарит вскрывается таким образом не полностью. Учитывая устойчивость лопарита к химическому выветриванию, с одной стороны, и хрупкость, с другой, - можно предполагать, что в рыхлых породах он должен встречаться, в основном, в виде свежих зерен, размер которых в среднем будет всегда несколько меньше, чем в коренных породах.

По периферии Ловозерских тундр и внутри гор россыпи лопарита, по данным Ловозерской ГРП [Лихачев, 1987], приведенным в монографии Н.Г. Патык-Кары с соавторами [1997], встречены в трех участках. Это северные (Шомйокская, Ревдинская, Сергеваньская) и южные (Райяврская россыпь) предгорья, а также Сейдозерская и Ловозерская котловины (россыпи Сейдозерской группы) (рис. 47 А). Из них практический интерес представляют только россыпи северных предгорий, образующие единый рудный пласт (рис. 47 Б). В дальнейшем изложении они фигурируют как Ловозерское россыпное месторождение или Ловозерская россыпь, обнаружение и разведка которой полностью являются заслугой старшего геолога Ловозерской ГРП А.С. Лихачева, опровергнувшего тем самым отрицательное заключение о возможности образования россыпей лопарита В.В. Ломакина [1942]. На северных склонах гор, обращенных к этой россыпи, фрагментарно развиты остатки коры выветривания нефелиновых сиенитов, образовавшейся в миоцене [Евзеров, 1998; 2001]. Эта кора, по данным А.В. Сидоренко [1958] и А.П. Афанасьева [1966], имеет мощность от 0.5 до 2 м. Она представлена в основном дресвой различных щелочных пород. Глинистые продукты выветривания (метагаллуазит с примесью гидраргиллита и гетита) присутствуют в небольших количествах. В целом их количество возрастает вверх по разрезу. В настоящее время несколько изменилось представление о масштабах рассматриваемой коры выветривания и, кроме того, выяснилось, что она, как и предполагал А.В. Сидоренко [1958], играла существенную роль в образовании россыпей. Площади распространения остатков неогеновой коры выветривания пока не установлены. Мощность зоны выветрелых пород в отдельных скважинах достигает 17 м. При выветривании нефелиновых сиенитов в миоцене содержание лопарита несколько возрастало за счет выноса в растворенном виде

части слагающих породы компонентов, и вскрывались эти минералы более полно, чем при современном выветривании.

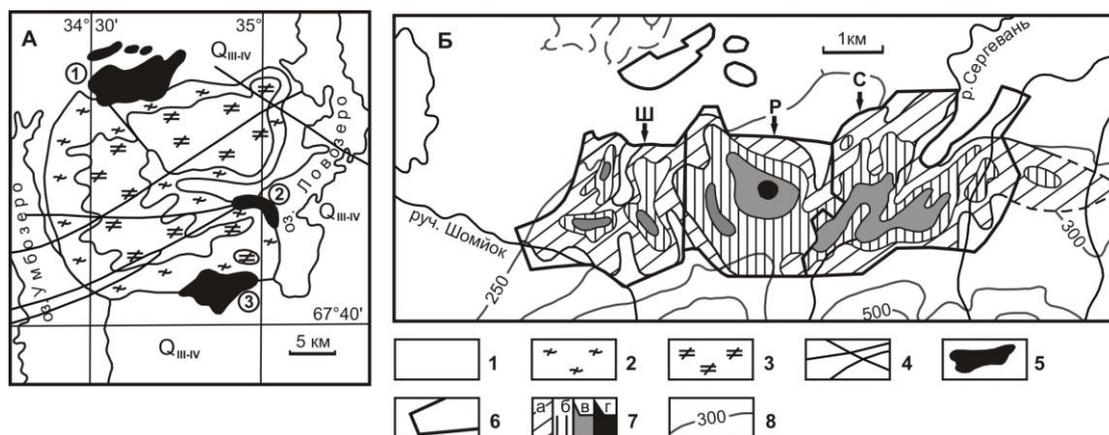


Рис. 47. Размещение россыпей лопарита в окрестностях Ловозерского массива нефелиновых сиенитов (А) и мощности рудного пласта северного участка (Б) (приведено упрощенно по: [Патык-Кара и др., 1997]).

На схеме А: 1 – четвертичные отложения; 2,3 – породы Ловозерского массива: 2 – дифференцированного комплекса; 3 – эвдиалитовых люавритов; 4 – разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 5 – россыпи лопарита Сергеваньской группы (1) (Ш – Шомйокская, Р – Ревдинская, С – Сергеваньская), Сейдозерской группы (2) и Райяврская россыпь (3).

На схеме Б: 6 – контур россыпи при бортовом содержании лопарита 2кг/м^3 ; 7 – мощность рудного пласта, м: а – менее 20, б – 20–30, в – 30–40, г – более 40; 8 – изогипсы.

Вероятно, в конце миоцена вследствие поднятия территории произошло переотложение продуктов выветривания нефелиновых сиенитов временными потоками и плоскостным смывом. Сформировавшиеся при этом в северных предгорьях Ловозерских тундр делювиально-пролювиальные отложения залегают на каолиновой глине, которая в свою очередь образовалась в результате переотложения в неогене материала мезозойско-палеогеновой коры выветривания биотитовых гнейсов. В этой глине в небольшом количестве встречаются обломки нефелиновых сиенитов гравийно-галечной размерности, в той или иной степени затронутые выветриванием; в песчаной фракции (1-0,1 мм) резко преобладает кварц. Делювиально-пролювиальные образования занимают небольшие площади и имеют мощность порядка первых метров. Они представлены песчано-глинистым материалом с гравием и галькой, содержание которых варьирует, соответственно, от 5 до 12 и от 2 до 14%. Максимальное количество галек приурочено к основанию разреза. Присутствующие в отложениях гравий и галька нефелиновых сиенитов частью почти не претерпели изменений, частью существенно изменены в зоне

гипергенеза. В этих гальках разложены нефелин, частично темноцветные минералы (эгирин и др.) и полевые шпаты. Результаты минералогического изучения частиц песчаной размерности приведены в таблице 18. Как видим, 22-38% составляют тяжелые минералы (эгирина, рамзаита, магнетита, ильменита, сфена и др.), а легкая фракция представлена в основном микроклином, существенно меньше в ней новообразований и практически нет нефелина. Кварц, составляющий от 0 до 16% в легкой фракции проб, судя по его распределению в разрезе (табл. 18), заимствован из подстилающей каолиновой глины.

Таблица 18

Минеральный состав легкой фракции частиц размером 1-0.1мм делювиально-пролювиальных отложений (аналитик Л.С. Деревянкина)

№ проб	Интервал опробования, м	Выход тяжёлой фракции, %	Минералы и их содержания, % от веса лёгкой фракции					Сумма
			Микро- клин	Нефе- лин	Кварц	Сростки и агрегаты	Новообразо- вания из галлуазита, гетита, гиббсита	
5973	32.7-33.4	38.32	83.57	0.84	Ед. зн.	3.80	11.79	100
5974	33.4-33.9	22.18	78.73	Ед. зн.	0.27	1.15	19.84	99.99
5975	33.9-35.1	35.86	68.64	Ед. зн.	16.04	1.16	14.16	100

Глинистые частицы делювиально-пролювиальных отложений, как и коры выветривания нефелиновых сиенитов, представлены метагаллуазитом, гидраргиллитом и гетитом (рис. 48). Влияние подстилающих каолиновых глин проявляется в том, что в нижней части разреза рассматриваемых осадков присутствует иллит и, вероятно, каолинит, поскольку интенсивность рефлекса (001) 7.3 \AA существенно выше интенсивности полосы при $d = 4.4 \text{ \AA}$, тогда как у галлуазита эти интенсивности примерно равны. Приведенные данные показывают, что кора выветривания размывалась, и ее материал сначала поступал в малом количестве и отлагался совместно с каолиновой глиной, а затем поступление материала возможно в связи с локальным поднятием Ловозерского массива, увеличилось, и он перекрыл глину. Этот размыв произошел в конце неогена, но не исключено, что он продолжался и в начале антропогена [Евзеров, Лихачев, 1974; Афанасьев, Атаманов, 1974].

Делювиально-пролювиальные отложения характеризуются очень высоким содержанием минералов титана. Судя по присутствию в их составе большого количества частиц размером менее 0.1 мм (47-68%), концентрирование рудных минералов при переотложении продуктов сравнительно глубокого выветривания нефелиновых сиенитов происходило в основном вследствие отделения в ходе транспортировки мелкозема от

крупных обломков щелочных пород. Однако количественно оценить этот процесс не представляется возможным из-за отсутствия точных данных о гранулярном составе материала коры выветривания.

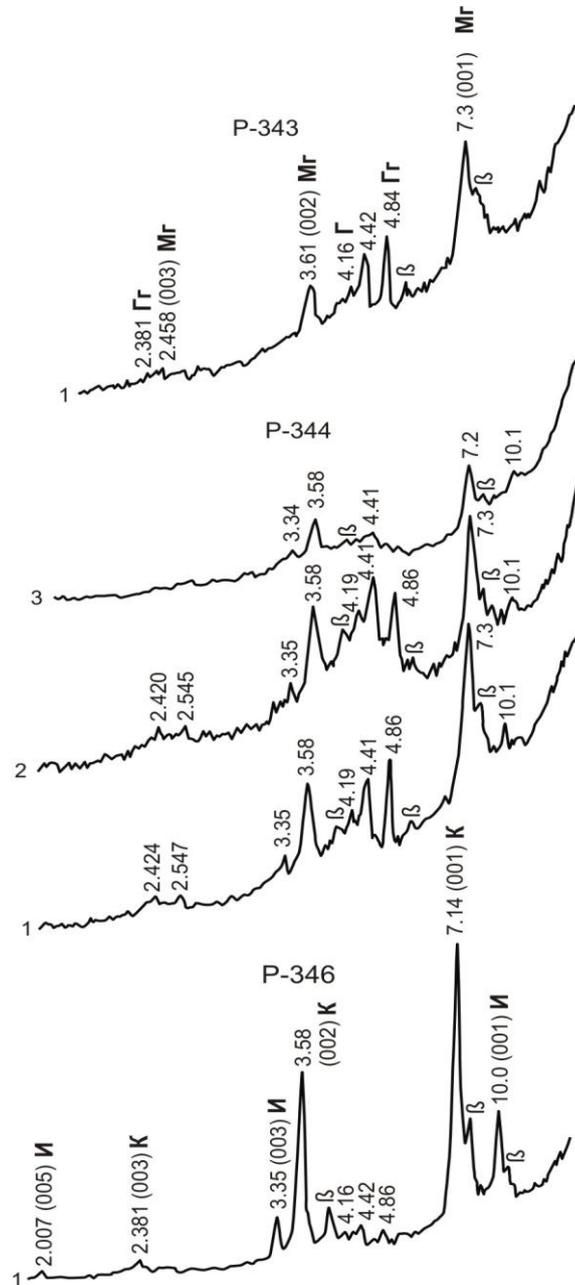


Рис. 48. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции делювиально-пролювиальных отложений неогена.

1 – воздушно-сухой препарат; 2 – насыщенный глицерином; 3 – прокаленный при 400°С в течение 1 часа. И – иллит, К – каолинит, Мг – метagalлуазит, Гг – гидраргиллит, Г – гетит. Образцы отобраны из того же разреза, что и пробы 5973-5975 (табл.3.3), со следующих глубин: P-346 – 35.3 м, P-344 – 34.1 м, P-343 – 33.4 м.

К делювиально-пролювиальным отложениям приурочена лишь незначительная часть лопарита, содержащегося в россыпях северных предгорий Ловозерских тундр.

Однако уже сам факт обнаружения этих отложений имеет принципиальное значение. Он позволяет предположить, что под покровом четвертичных осадков наряду с делювиально-пролювиальными будут встречены синхронные им более дифференцированные и богатые лопаритом аллювиальные и, возможно, озерные осадки. Геологическая позиция делювиально - пролювиальных отложений хорошо видна на схематичном поперечном разрезе россыпи (рис. 13).

Следующий этап формирования россыпей в северных предгорьях Ловозерских тундр связан с переотложением продуктов выветривания нефелиновых сиенитов различными агентами: временными и постоянными водными потоками, плоскостным смывом, а также горными ледниками и их талыми водами [Евзеров, Сапрыкина, Терешков, 1978]. Образовавшаяся толща продуктивных отложений распространена непрерывной полосой шириной 3-4 км вдоль подножья горного массива. Она залегает на гидрослюдистой или каолиновой корках выветривания гранито-гнейсов архея и связанных с ними осадочных образованиях, охарактеризованных выше делювиально-пролювиальных отложениях, а также на породах архейского фундамента. Мощность толщи в зависимости от формы поверхности дочетвертичных образований изменяется от нескольких метров до 30-40 м (рис. 47 Б). В её разрезе чередуются горизонты слабо отсортированных более или менее промытых валунно-галечных песков и валунно-галечных пылеватых и глинистых песков, реже супеси. Изредка встречаются маломощные прослои отсортированных песков. В целом продуктивные отложения слабо дифференцированы по крупности (рис. 49), что не характерно для россыпей минералов с низкой плотностью, материал которых, как правило, хорошо отсортирован.

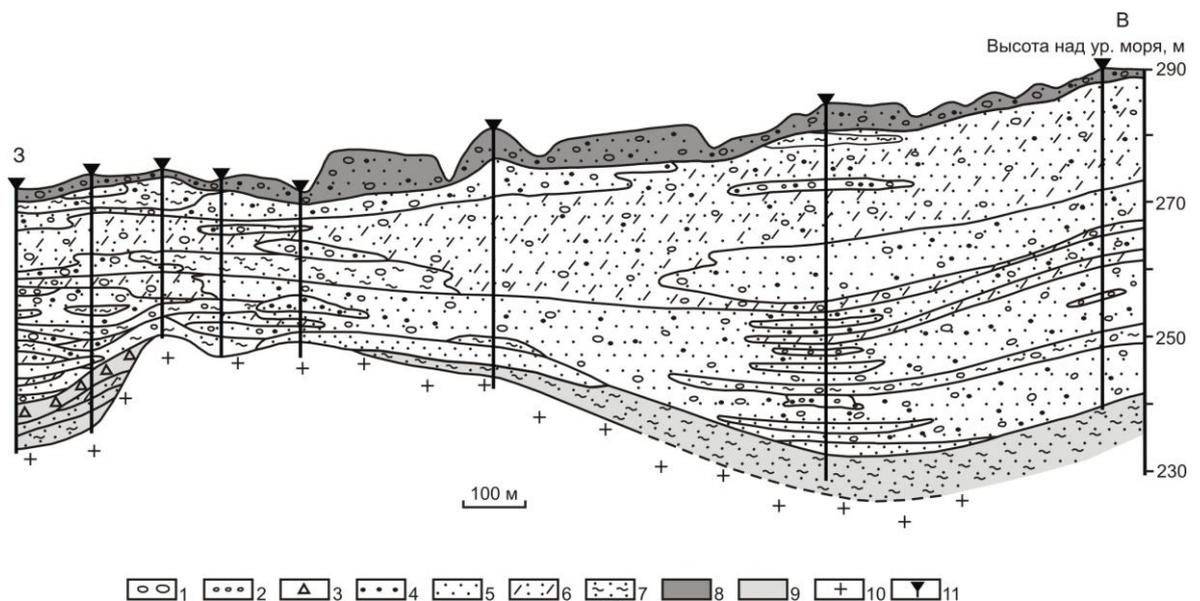


Рис. 49. Фрагмент продольного разреза средней части Ловозерской россыпи (составил автор по материалам Ловозерской ГРП).

1 – валуны; 2 – галька; 3 – щебень; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – алевритистый песок; 7 – глинистый песок; 8 – гнейсы и гранито-гнейсы, вмещающие Ловозерский плутон; 9 – скважины колонкового бурения.

Вертикально заштрихован пласт морены валдайского покровного оледенения, косо - делювий, который состоит из продуктов выветривания гнейсов и гранито-гнейсов, вмещающих Ловозерский массив нефелиновых сиенитов. Между ними располагается продуктивная толща Ловозерской россыпи.

Вблизи щелочного массива рудный пласт повсеместно почти нацело состоит из продуктов разрушения нефелиновых сиенитов. Изучение его разреза в западной части северных предгорий показало, например, следующее. Валунно-галечный материал рудного пласта на 95-100% представлен нефелиновыми сиенитами. В легкой фракции частиц размером 1-0.1 мм доминируют калиевые полевые шпаты (78 до 89%). Нефелин присутствует в ней в количестве 3.5-12.3% (в среднем 8.1%), плагиоклазы – 0.1-2.6%, кварц – 0.1-3.5% (в среднем 0.7%), новообразования, состоящие из метагаллуазита и (или) гидраргиллита иногда с примесью гетита и неопределенного марганцевого минерала – 0,1-4.6%. В количествах, обычно не превышающих доли процента, установлены гидробиотит, содалит, эвдиалит и либенерит.

Следует подчеркнуть два важных момента: такой легко выветривающийся минерал, как нефелин, встречается по всему разрезу и хотя его содержание ниже, чем в породах Ловозерского массива, но все же настолько значительно, что позволяет говорить об образовании части песчаного материала в результате механического разрушения более крупных обломков щелочных пород; количество новообразований, отражающее степень участия продуктов сравнительно глубокого выветривания нефелиновых сиенитов в сложении продуктивной толщи, закономерно убывает вверх по разрезу. В тяжелой фракции песчаных частиц, составляющей от 27 до 34%, резко преобладает эгирин; существенно меньшие содержания характерны для магнетита, ильменита, сфена, рамзаита, лопарита и других минералов. Как видим, среди частиц песчаной размерности минералы кислых пород установлены в очень малых количествах. Основную массу песчаных частиц в продуктивные отложения поставляли нефелиновые сиениты Ловозерского массива.

Глинистые фракции образцов из рассматриваемого разреза, судя по результатам дифрактометрических исследований (рис. 50), представлены в основном метагаллуазитом (рефлексы 7.3 Å, 4.39-4.41 Å, 3.62-3.63 Å) и гидраргиллитом (рефлексы 4.84-4.87 Å, 2.44 Å, 2.3 8-2.3 9 Å, 2.17 Å). В качестве примеси отмечаются полевые шпаты с рефлексами

4.18 Å, 3.35 Å, 3.24 Å, 2.98-3.00 Å, 2.93 Å, 2.56 Å. Содержание метагаллуазита снижается в верхней части разреза. Об этом свидетельствует уменьшение интенсивности рефлекса (060), не зависящей от степени совершенства структуры минерала, в образце Р-333 по сравнению с образцом Р-340 с 9 до 4. Таким образом, в распределении глинистых минералов из неогеновой коры выветривания нефелиновых сиенитов наблюдается та же тенденция, что и в распределении новообразований, установленных в песчаной фракции: их содержание в глинистой составляющей продуктивных отложений убывает вверх по разрезу.

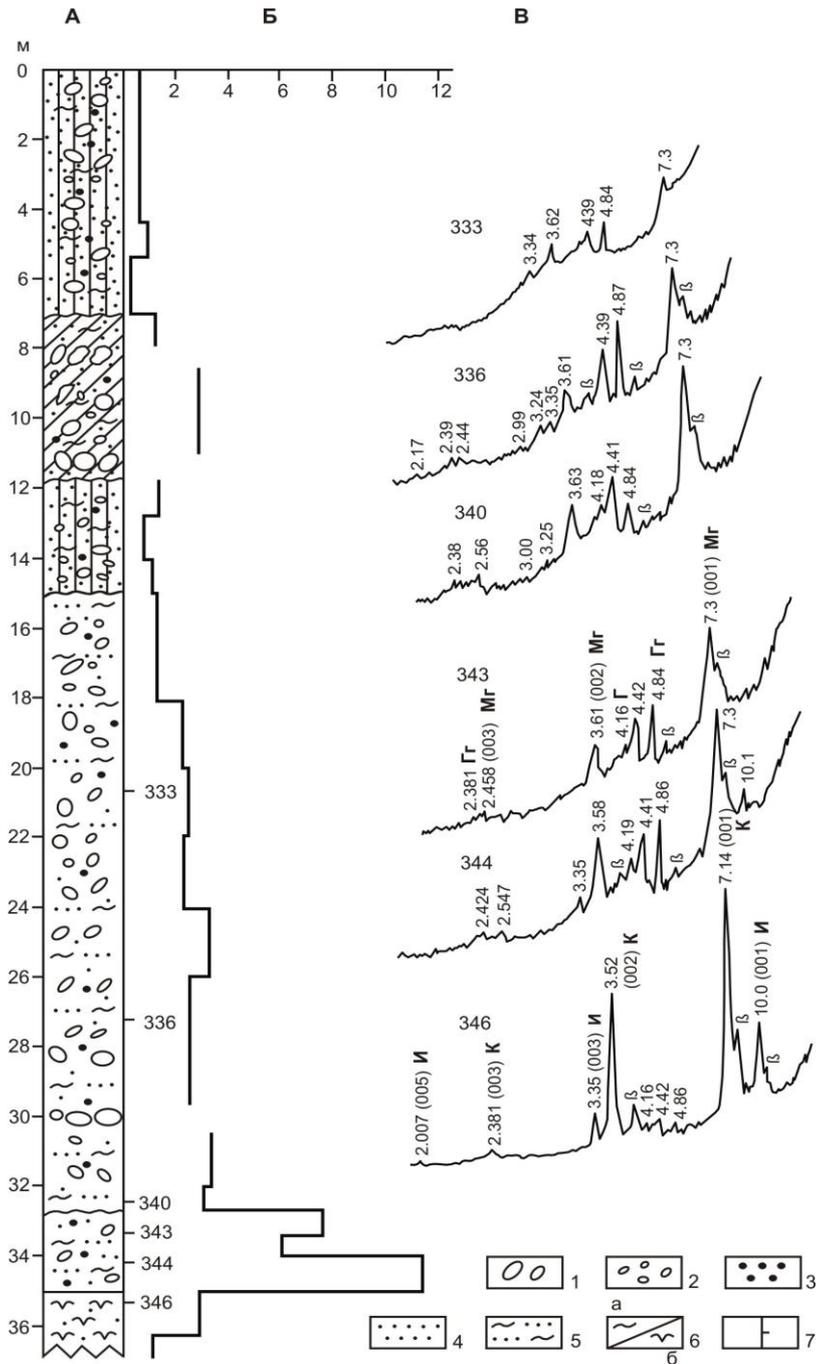


Рис. 50. Разрез Ловозерской россыпи лопарита, вскрытый скважиной вблизи северного контакта Ловозерского плутона (А), содержания лопарита (Б), дифрактограммы

воздушно-сухих ориентированных препаратов глинистых фракций (В). Вертикально заштрихованы пласты морены валдайских покровных оледенений, косо – пласт морены горного оледенения, не заштрихован рудный пласт, продуктивная толща.

1 – валуны; 2 – галька; 3 – гравий; 4 – песок; 5 – супесь; 6 – глина преимущественно метагаллуазитового (а) или каолинитового (б) составов; 7 – места взятия проб и номера для изучения состава глинистых фракций.

На дифрактограммах: И – иллит, К – каолинит, Мг – метагаллуазит, Гг – гидраргиллит, Г – гётит. Все рефлексы минералов не претерпели изменений при насыщении ориентированных препаратов глицерином и прокаливании при 400°С.

По мере удаления от массива характеризуемая толща постепенно обогащается материалом, образовавшимся в результате разрушения гнейсов архея. На расстоянии порядка нескольких километров содержание галек гнейсов достигает в ней 50 и более процентов, в глинистой составляющей присутствует иллит, а гидраргиллит и метагаллуазит встречаются не повсеместно и в небольших количествах.

Рассмотрим далее основные особенности распределения рудных минералов в продуктивных отложениях, установленные В.Я. Евзеровым, Л.Г. Сапрыкиной и В.Г. Терешковым[1978]. Лопаритом относительно обогащены пески, формировавшиеся на некотором удалении от склонов и, как правило, в пределах депрессий, которые располагаются против цирков, ущелий и верховьев речных долин, расчленяющих северный склон массива. Максимальные содержания лопарита тяготеют к нижней части разреза продуктивной толщи и приурочены в центральной части предгорий обычно к промытым и отсортированным пескам, а в западной – к существенно менее дифференцированным по крупности отложениям.

Наиболее детально характер распределения лопарита по разрезу и степень влияния различных факторов на его содержания в продуктивных осадках выяснены в пределах западной части северных предгорий. Нами посредством корреляционного анализа устанавливалась зависимость содержания лопарита (1) от следующих величин: расстояния от плотика (2); содержания в породах фракции 1-0.1 мм, в которой сосредоточен практически полностью вскрытый лопарит (3); соотношения содержаний в породах обломков размером более 1 мм и частиц размером менее 0,1 мм как меры промытости пород (4) и содержания в отложениях галек щелочных пород Ловозерского плутона – коренного источника рудных минералов (5). В выборку включены 126 проб продуктивных осадков, развитых на площади, северная граница которой располагается примерно в 1 км

от контакта щелочного массива. Общий коэффициент корреляции составляет +0.73; значения частных коэффициентов приведены в табл. 19.

Таблица 19

Матрица частных коэффициентов корреляции

	2	3	4	5
1	<u>-0.40</u>	<u>+0.65</u>	<u>+0.24</u>	+0.029
2		<u>-0.25</u>	-0.10	+0.077
3			+0.049	-0.12
4				+0.081

Примечание. Подчеркнуты величины коэффициентов, значимых с 99%-ной вероятностью, остальные - незначимые.

Анализ данных таблицы 19 показывает, что содержание минералов титана (1) прямо зависит в основном от количества в отложениях частиц размером 1-0.1 мм (3), а также от степени промытости материала (4) и убывает вверх по разрезу (коэффициент корреляции с расстоянием от плотика составляет -0.40). Убывание объясняется, очевидно, не столько механической дифференциацией материала, сколько уменьшением в этом же направлении доли участия в составе пород продуктов сравнительно глубокого выветривания нефелиновых сиенитов. Коэффициент корреляции между возрастающим с приближением к плотику количеством рудных минералов и содержанием новообразований, главным образом метагаллуазита, определенный по данным изучения представительного разреза, равен $+0.851 \pm 0.175$. Он значим с вероятностью 99.9%. Низкое значение коэффициента корреляции количества рудных минералов с содержанием галек нефелиновых сиенитов (табл. 19) обусловлено тем, что последнее в проанализированной выборке варьирует в узких пределах, составляя от 88 до 100%.

Приведенные выше сведения позволяют подойти к объяснению установленных особенностей распределения рудных минералов в продуктивной толще. В начальный этап формирования продуктивных отложений с Ловозерских тундр сносился наиболее выветрелый и соответственно наиболее богатый рудными минералами материал и, естественно, аккумуляровался преимущественно в депрессиях. Пески, накапливавшиеся на некотором удалении от склонов массива, относительно обогащались минералами титана вследствие механической и отчасти гравитационной (особенно в центральной части северных предгорий) дифференциации обломков. Вместе с тем ловозерский материал в ходе транспортировки перемешивался с продуктами разрушения гнейсов, что в конечном счете обусловило значительное снижение содержания рудных минералов на расстоянии порядка нескольких километров от горных склонов. При дальнейшем

накоплении продуктивных отложений действовали те же процессы, но с массива поступал все более бедный лопаритом обломочный материал, и его аккумуляция постепенно приобретала площадной характер. В итоге относительно обогащенные лопаритом отложения сформировались главным образом в пределах депрессий на небольшом удалении от склонов массива, а наибольшие содержания указанного минерала оказались приуроченными к основанию рудного пласта.

Продуктивные отложения в рассматриваемом районе залегают под двумя толщами морен и флювиогляциальных отложений валдайских покровных оледенений и разделяющим их горизонтом морены горного оледенения. Полученные к настоящему времени данные позволяют считать, что продуктивная толща, по меньшей мере, частично образовалась в период микулинского межледниковья [Евзеров, Сапрыкина, Терешков, 1978]. Весьма вероятно, что в её сложении принимают участие также морена и флювиогляциальные отложения горных ледников, которые функционировали в конце московского и в начале валдайского оледенения.

Горная морена, разделяющая толщи морен валдайских покровных оледенений, состоит из продуктов преимущественно механического разрушения нефелиновых сиенитов; при ее формировании не происходила дифференциация материала по крупности. Поэтому лопарит распределен в ней довольно равномерно, а его содержание в среднем существенно ниже, чем в продуктивных осадках, локализованных в депрессиях. Отложения покровных оледенений сформированы в основном из обломочного материала гнейсового состава и поэтому заметно обеднены рудными минералами. Исключением являются лишь отдельные маломощные и невыдержанные по простиранию прослойки флювиогляциальных песков, но и в них содержания лопарита титана меньше установленных в нижней части разреза продуктивной толщи.

Таким образом, в северных предгорьях Ловозерских тундр процесс образования богатых лопаритом россыпей ближнего сноса интенсивно проявился в период, предшествовавший эпохе валдайских оледенений, когда с массива различными агентами сносились как продукты преимущественно механической дезинтеграции нефелиновых сиенитов, так и продукты их сравнительно глубокого неогенового выветривания. Сформировавшаяся россыпь впоследствии испытала на себе лишь слабое воздействие ледниковых покровов в связи с тем, что во время ранне- и поздневалдайского оледенений район северных предгорий Ловозерского массива был защищен горами с запада или юга от интенсивного воздействия ледяных потоков.

Полигенетичность, многоэпизодность и длительность формирования Ловозерской россыпи в сочетании с продолжающимся поднятием Ловозерского горного массива

относительно окружающей равнины сближают её с россыпями зон тектонических уступов – важнейшим типом крупных и уникальных месторождений золота и касситерита - минералов с высокой и средней плотностью [Спорыхина и др., 1997]. Очевидно, формирование россыпного месторождения лопарита - минерала с низкой плотностью - в обстановке, благоприятной для формирования россыпей минералов с высокой и средней плотностью, можно объяснить только богатством материнского источника, выраженного в рельефе в виде крупной положительной формы.

Сейдозерские и Райяврская россыпи представлены флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями, а также озерными осадками, которые намного лучше дифференцированы по крупности, чем продуктивная толща Ловозерского месторождения. Однако содержание лопарита в них значительно ниже [Патык-Кара и др., 1997]. Это обусловлено, очевидно, отсутствием остатков неогеновой коры выветривания нефелиновых сиенитов, как на южных склонах гор, так и на склонах гор, обрамляющих Сейдозерскую котловину, вследствие чего указанные россыпи аккумулировали только продукты преимущественно механического разрушения пород материнского источника – нефелиновых сиенитов Ловозерского плутона.

4.2.2. Россыпи золота

Россыпи золота известны на Балтийском щите в финской Лапландии в бассейнах рек Ивалойоки и Лемменйоки [Saarnisto, Tamminen, 1987] западнее и юго-западнее города Ивало. Здесь породы южной части гранулитового пояса секутся кварц-карбонатными и кварц-гематитовыми жилами, содержащими самородное золото. Высвобождение золота из вмещающих пород произошло в результате неогенового выветривания, а дальнейшая концентрация осуществлялась, главным образом, потоками талых ледниковых вод. Золото приурочено в основном к гравийным флювиогляциальным отложениям, но вместе с тем оно может в заметных количествах присутствовать и в приподошвенной части моренного горизонта. Среднее содержание золота в отложениях бассейна р. Ивалойоки по материалам полученным к 1918 г. составило 1.8 г/м^3 . Всего из лапландских россыпей, начиная с 1870 г. добыта примерно 1 т золота, в том числе несколько крупных самородков. В настоящее время отработка россыпей ведется старателями. В Финляндии мезотермальная золотая минерализация приурочена к породам позднеархейского зеленокаменного пояса, внутрикратонного раннепротерозойского лапландского зеленокаменного пояса и раннепротерозойского свекофенского комплекса [Nurmi, Lestinen, Niskavaara, 1991]. Здесь насчитывается несколько десятков небольших месторождений или точнее проявлений золота, не имеющих, как отмечалось, промышленного значения.

4.3. Прибрежно-морские россыпи

В плейстоцене вслед за покровными оледенениями развивались морские трансгрессии, охватывающие в период максимального распространения значительные площади северной части Европейского континента. В прибрежной зоне водоёмов в благоприятной геоморфологической и гидродинамической обстановке должно было происходить концентрирование рудных и акцессорных минералов. Однако прибрежно-морские россыпи, образовавшиеся до последнего оледенения, до сих пор не обнаружены, несмотря на детальное изучение межледниковых морских отложений во многих районах. Наиболее вероятно, что они, как отмечалось в разделе 4.1.4., были ассимилированы ледниковыми покровами и рассеяны в ходе перемещения ледяных масс. Полно представлены лишь россыпи, приуроченные к голоценовым морским осадкам [Евзеров, 1987]. Ситуация с прибрежно-морскими россыпями, аналогична таковой с россыпями ближнего сноса: всего одно россыпное проявление известно на небольшом участке южного побережья Кольского полуострова. Вместе с тем прибрежно-морские россыпи на всей территории распространения Скандинавских ледниковых покровов формировались главным образом за счет отложений ледникового парагенетического ряда на побережьях, освобождавшихся ото льда в ходе деградации ледников. Это обстоятельство позволяет обобщить и проанализировать все накопленные к настоящему времени материалы по прибрежным россыпям Северного, Балтийского и Белого морей с целью выяснения условий формирования и закономерностей размещения россыпей этого типа. Для прибрежно-морских россыпей характерны весьма ограниченные запасы полезных минералов. Разрабатывались россыпи только в ГДР, представляют небольшой практический интерес в Дании и Польше. Предполагается, что их эксплуатация может оказаться рентабельной и в России, на южном побережье Кольского полуострова [Рубинраут, 1971]. Полезными минералами указанных образований являются магнетит, ильменит, циркон, рутил, гранат, ставролит, кианит и силлиманит; однако извлекали пока только магнетит, ильменит и циркон.

4.3.1. Распространение, строение и состав прибрежно-морских россыпей

Образование прибрежно-морских россыпей определяется морфологией прибрежной полосы, темпом и знаком тектонических перемещений побережий, характером поступления обломочного материала в береговую зону и гидродинамическим режимом, а состав возникающих концентратов тяжёлых минералов зависит главным образом от минерального состава исходных отложений. Об этом свидетельствуют следующие данные. Сколько-нибудь значительные по масштабам скопления тяжелых минералов в позднеледниковых морских осадках не обнаружены. В период деградации

последнего покровного оледенения, как, впрочем, и всех более древних оледенений, континент довольно интенсивно поднимался по мере снятия ледниковой нагрузки. Тем не менее, в прибрежной зоне морей не только размывались ранее накопленные отложения, но и аккумулировались осадочные толщи, занимавшие большие площади. Это обуславливалось поступлением в водоёмы значительных масс обломков галечно-песчаной и алеврито-глинистой размерности, приносимых потоками талых ледниковых вод, обломочными и мутьевыми потоками. Естественно, такая палеогеографическая и тектоническая обстановка была неблагоприятной для сепарации тяжелых минералов. Концентрирование этих минералов происходило только тогда, когда снижался темп поднятия и уменьшался объём поставляемого в бассейн обломочного материала, то есть в послеледниковье. Образование россыпей в голоцене началось в атлантический период и продолжается вплоть до настоящего времени. Следует отметить, что в долиториновый этап новейших движений прибрежные районы Северного, Балтийского и Белого морей в целом испытывали поднятие. В послелиториновый этап движения дифференцировались по знаку. Побережья Эстонии, Латвии, Литвы и Кольского полуострова продолжали подниматься, тогда как побережья Германии и Польши почти повсеместно начали опускаться [Мещеряков, 1965; Гуделис, 1973 и др.] Вместе с тем на части медленно поднимающихся побережий в атлантический период проявилась непродолжительная трансгрессия тапес, не повлиявшая принципиально на характер осадконакопления. Упомянутое перемещение побережий позволяет выделить две группы россыпей. К первой можно отнести те россыпи, которые формировались в условиях воздымания прибрежных областей, а ко второй - возникающие на опускающихся побережьях. Их распространение показано на рис. 51.

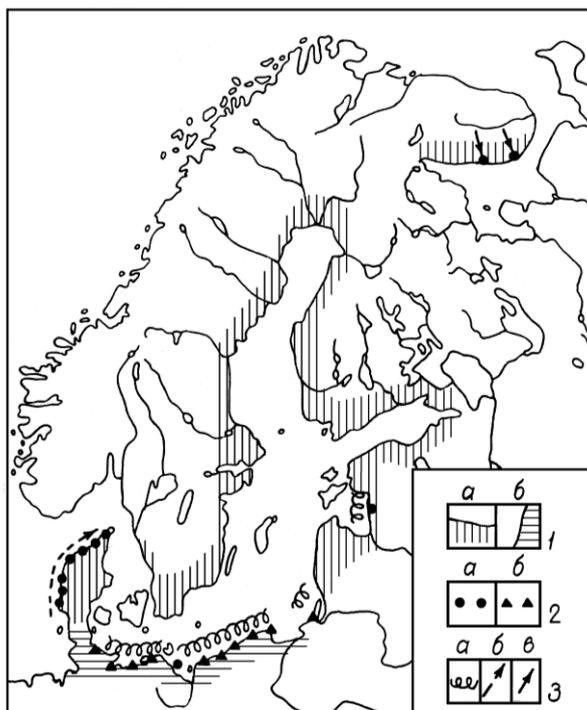


Рис. 51. Схема распространения и обстановки формирования прибрежно-морских россыпей.

1 – побережья, поднимающиеся (а) и опускающиеся (б) в среднем и позднем голоцене; 2 – россыпи поднимающихся (а) и опускающихся (б) побережий; 3 – агенты, поставляющие обломочный материал в прибрежную зону: а – волнение, б – вдольбереговое течение, в – река.

Образование россыпей первой группы раньше всего началось на побережье Балтийского моря. Литориновые концентраты полезных минералов установлены и достаточно детально изучены на восточном берегу Рижского залива [Лунц, Майоре, 1960; Ульст, Майоре, 1960; Лунц, 1962] и в прибрежной полосе острова Узедом в Поморской бухте Балтийского моря [Rogge, 1962, 1964]. По данным латвийских исследователей, литориновую аккумулятивную террасу слагают мелко- и среднезернистые пески с прослоями и линзами крупнозернистых и гравелистых песков с редкой галькой. Зона, обогащённая тяжёлыми минералами, приурочена к двум береговым валам, расположенным у внутреннего края террасы вблизи города Айнажи. Концентраты тяжёлых минералов залегают на глубине 1.5 м и образуют два линзовидных прослоя мощностью до 0.35 м, в которых чередуются слойки, существенно обогащённые и обеднённые тяжёлыми минералами, толщиной от 0.5 до 7 см. Ширина зоны составляет 20-30 м, длина достигает нескольких километров. Аналогичная зона обогащенных песков локализована на глубине 1.5-2 м в пределах берегового вала в районе Лемме-Пийскопи. Она представлена тремя-четырьмя прослоями средней мощностью 0.5 м. Эти прослои по строению сходны с охарактеризованными выше. Между ними залегают более мощные слои «пустого» песка. Зона имеет ширину 10-15 м и прослежена на 1.8 км. Наблюдается также приуроченность концентратов к гравийно-галечным прослоям. По гранулярному составу концентраты тяжёлых минералов мало отличаются от обычных литориновых песков. В мелко- и среднезернистых песках с макроскопически видимыми концентратами содержание тяжелой фракции варьирует от 4 до 60 %, а в разделяющих их «пустых» песках – от 1.5 до 5 %. Высокое среднее содержание тяжелой фракции, равное 11 % (с вариациями от 2.1 до 27 %), характерно для гравийных песков. Литориновые пески с повышенным содержанием тяжёлых минералов (до 12 %) обнаружены В.Г. Ульстом [1963] также у внутреннего края террасы на побережье между городом Вентспилс и мысом Колка.

Второй областью распространения литориновых и близких к ним по возрасту россыпей является побережье острова Узедом в Поморской бухте. Эти россыпи представлены мелкозернистыми песками и залегают на морене или более древних морских голоценовых песках. Зоны обогащения, обнаруженные К. Кайльхаком и Е. Васмундом вблизи города Альбек, приурочены к пляжу литоринового клифа и береговым валам. Ширина обогащенной зоны у клифа изменяется от 10 до 60 м, составляя в среднем 26 м; длина достигает 1.6 км. В её разрезе наблюдаются как компактные шлиховые прослои мощностью до 0.1 м, так и прослои общей мощностью до 0.5 м, в которых чередуются слойки, обогащённые и обеднённые тяжёлыми минералами. В береговых валах слойки,

обогащенные тяжелыми минералами, имеют мощность от 0.1 до 0.3 м. Они чередуются в разрезе со слоями «пустого» песка, практически без тяжелых минералов мощностью от 0.4 до 1 м. Содержание тяжёлых минералов в компактных прослоях составляет 70-80 %, а в слоистых – 4-50 %. Несколько более молодые россыпи располагаются вблизи городов Циновитца и Цемпина в понижении прежней области размыва. Длина зоны обогащения достигает 2 км, а мощность варьирует от 0.07 до 0.35 м.

Литориновые россыпи побережий Эстонии, Латвии, Литвы и Германии формировались из обломочного материала, мобилизованного абразией. Волновой переработке подвергались преимущественно плохо сортированные отложения Балтийского ледникового озера. Приуроченность концентратов к внутреннему краю литориновой террасы, установленная на побережьях Латвии и Эстонии, объясняется тем, что именно в начальную стадию развития берега происходит наиболее медленный рост аккумулятивных форм, и в итоге создаются самые благоприятные условия для образования россыпей [Ульст, 1963]. В послелиториновый период голоцена на продолжающихся подниматься участках побережья Балтики осадки накапливаются почти исключительно в результате абразии. Со временем, по мере снижения скорости поднятия побережий, затухает интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов и, кроме того, в волноприбойной зоне перерабатываются, в основном, всё более бедные тяжёлыми минералами отложения подводного берегового склона бассейнов предшествующих стадий развития Балтики. В связи с указанными обстоятельствами на пляжах абразионных и относительно стабильных берегов в настоящее время формируются лишь весьма незначительные по размерам зоны существенного (до 86 %) обогащения тяжёлыми минералами мелко- и среднезернистых песков. На побережьях Эстонии, Латвии, Литвы и Калининградской области России их ширина достигает 3 м, протяжённость – нескольких десятков метров, а мощность изменяется от 2 до 25 см [Ульст, Майоре, 1960; Лунц, 1962; Линчус, 1966а, б].

Отмеченные отрицательные факторы проявляются на поднимающихся в голоцене песчаных берегах всех морских водоёмов, которые расположены в области развития скандинавских ледниковых покровов. Соответственно, послелиториновые россыпи в пределах этих побережий образуются лишь в случае поставки в прибрежную зону свежего обломочного материала реками или морскими течениями. Так, на северном берегу Белого моря мелко- и среднезернистые пески, существенно обогащённые тяжелыми минералами, сконцентрированы в приустьевых участках рек и формируются за счёт аллювия. Голоценовые россыпи здесь приурочены к фронтальным частям крупных, наиболее отчётливо выраженных в рельефе береговых валов и к пляжу у клифа. Их протяжённость

обычно измеряется сотнями метров, иногда превышает 1 км. Ширина россыпей составляет 4-12 м, а мощность – 0.2-0.5 м. Содержание тяжёлой фракции в концентратах береговых валов изменяется от 4 до 70%, а в концентратах, залегающих у клифа, достигает 89%. Современные россыпи, находящиеся в пределах волноприбойной зоны, в рассматриваемом районе тяготеют к ровным участкам пляжа и береговому валу. По размерам и содержанию тяжёлых минералов они близки к голоценовым [Евзеров, 1980а].

В результате переработки в волноприбойной зоне обломочного материала, поставляемого вдольбереговыми течениями, в настоящее время образуются россыпи на побережье Северного моря. Они располагаются на высоких участках пляжа северного (преимущественно) и западного низменного песчаного берега полуострова Ютландия [Christensen, Larsen, 1960]. Суммарная протяжённость россыпей составляет 25 км. Содержание тяжёлых минералов в концентратах варьирует от 4 до 97%. Всего в россыпях сосредоточено 100 тысяч тонн концентрата.

Россыпи второй группы, приуроченные к пляжам и литорали побережий, которые в среднем и позднем голоцене испытывали погружение, распространены весьма широко. Они известны и довольно детально изучены на побережьях Польши, Германии, Дании и Литвы [Weyl, 1936; Bülow, 1951; Christensen, Larsen, 1960; Rogge, 1964; Линчус, 1966а,б и др.]. Россыпи образуются как на абразионно-аккумулятивных, так и на аккумулятивных берегах. На берегах первого типа они находятся под влиянием даже незначительных колебаний уровня моря и поэтому постоянно перестраиваются, то обогащаясь, то обедняясь тяжёлыми минералами. При широком пляже полоса концентрата, расположенная у клифа, переотлагается только при существенном повышении уровня моря. На аккумулятивных берегах, как и на абразионно-аккумулятивных, полосы концентрата почти всегда залегают на поверхности. Местами они подвержены влиянию гидрометеорологических факторов, местами временно оказываются вне этого воздействия. Россыпи имеют мощность 5-100 см и представлены мелко- и среднезернистым хорошо отсортированным песком, содержащим 5-99% тяжёлых минералов. В их разрезе наблюдаются частые шлиховые слои толщиной в 1-15 мм, реже один более мощный. Ширина зон обогащения достигает 20 м, длина варьирует от нескольких сотен метров до первых километров. В отличие от других осадочных месторождений современные россыпи и абразионно-аккумулятивных, и аккумулятивных берегов, отработанные или разрушенные естественным путём, регенерируются при условии сохранения конфигурации побережья и прибрежно-динамических процессов, происходящих в волноприбойной зоне [Bülow, 1951; Ludwig, Vollbrecht, 1957; Rogge, 1964]. Очевидно, широкое распространение в области погружения современных

россыпей, формирующихся вследствие абразии берегов, обусловлено тем, что волновой переработке подвергаются здесь преимущественно более древние голоценовые морские отложения, в том числе и обогащённые тяжёлыми минералами.

Характеризуемые россыпи обеих групп залегают, как правило, на более древних морских осадках, реже на континентальных отложениях ледникового парагенетического ряда. Они сформированы в результате переработки в прибрежной зоне подстилающих отложений, а также наносов, поставляемых водными потоками либо вдольбереговыми течениями. Исходный материал представляет собой разнообразные дифференциаты ледниковых образований. На это, в частности, указывает сходство минеральных ассоциаций морены и россыпей [Vülow, 1951; Линчус, 1966б и др.]. Существенный интерес представляет сравнение минерального состава тяжёлых фракций указанных образований на количественном уровне. Во избежание случайных заключений его целесообразно провести по сгруппированным данным. Мы остановились на объединении результатов анализов в три группы по степени устойчивости минералов к агентам выветривания: устойчивых, неустойчивых и промежуточных по устойчивости. К устойчивым минералам отнесены магнетит, ильменит, гематит, рутил, лейкоксен, перовскит, сфен, монацит, кианит, турмалин и др., к неустойчивым – амфиболы, пироксены, биотит и хлориты, а к промежуточным по устойчивости – гранаты, ставролит, эпидот и апатит [Момджи, 1960; Кухаренко, 1961].

Следует отметить, что Г.С. Момджи [1960] магнетит и перовскит рассматривает в качестве неустойчивых минералов, тогда как А.А. Кухаренко [1961] считает их устойчивыми. Обе эти оценки верны, но для вполне определённых природных обстановок. В умеренном гумидном климате при образовании коры выветривания гидрослюдистого типа указанные минералы устойчивы. При формировании же каолиновой или латеритной коры выветривания в условиях тропического климата они разлагаются [Афанасьев, 1977]. Мы сочли возможным поместить магнетит и перовскит в группу устойчивых минералов на том основании, что непосредственно перед четвертичным периодом выветривание пород в области развития скандинавских ледниковых покровов происходило в обстановке умеренного гумидного климата [Синицын, 1965].

Все полезные минералы, извлекаемые в настоящее время из россыпей, сконцентрированы в первой и второй группах. Их плотность и устойчивость к абразивным воздействиям выше, чем у минералов третьей группы. Это обстоятельство весьма существенно, поскольку в процессе формирования россыпей минералы при прочих равных условиях дифференцируются по указанным признакам.

Перейдем к рассмотрению фактического материала. Соотношения минералов трёх упоминавшихся групп в морене и прибрежно-морских россыпях отражены на соответствующих диаграммах (рис. 52 и 53).

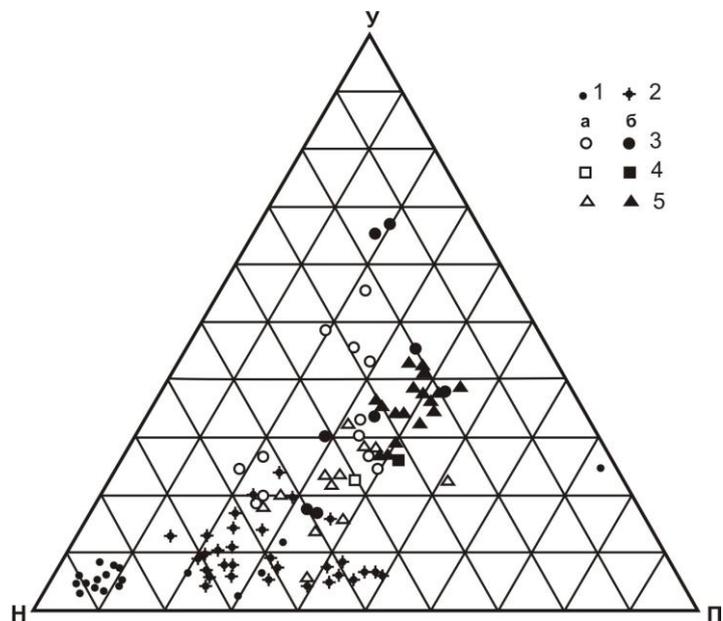


Рис. 52. Диаграмма минерального состава тяжелой фракции морены валдайского оледенения (по данным автора, А.В. Раукаса, А.С. Савваитова, А.Ю. Климашаускаса, И.М. Экмана).

Балтийский щит: 1 – Кольский полуостров (фр. 0.25-0.1мм); 2 – западная часть Карелии (фр. 0.1-0.05 мм). Русская платформа с чехлом фанерозойских отложений; 3 – Эстония (а – фр. 0.25-0.1 мм, б – фр. 0.1-0.05 мм); 4 – Латвия (а – фр. 0.25-0.1 мм, б – фр. 0.1-0.05 мм); 5 – Литва (а – фр. 0.25-0.1 мм, б – фр. 0.1-0.05 мм); минералы: У – устойчивые; П – промежуточные; Н – неустойчивые.

Анализ первой диаграммы показывает, что для морены покровного оледенения характерны два существенно различающихся сообщества. Одно из них свойственно морене Балтийского щита. В нем доминируют, как правило, неустойчивые минералы, содержание которых варьирует от 45 до 92%, 4-49% (лишь в одном случае 73%) приходится на долю промежуточных минералов и только 3-26% на долю устойчивых. Состав этой морены полностью соответствует составу исходных пород: продуктов неогенового и четвертичного выветривания метаморфических и изверженных образований, а также осадков, возникших при переотложении выветрелого материала. Второе сообщество отвечает морене Русской плиты. В нем обычно меньше 50% неустойчивых минералов при вариациях содержаний от 14 до 57%, 18-51% минералов промежуточных по устойчивости и более 20% с колебаниями от 6 до 68% устойчивых. Увеличение доли промежуточных и устойчивых минералов в данной морене связано с

тем, что в пределах Русской плиты ледник ассимилировал в большом объёме осадочные отложения (главным образом дифференциаты фанерозойских кор выветривания кристаллических пород и продукты их неогенового выветривания), в тяжёлой фракции которых содержатся практически только аллотигенные минералы двух упомянутых групп. Подробно вопрос формирования вещественного состава морен Балтийского щита и Русской плиты рассмотрен в специальной работе автора [Евзеров, 1983].

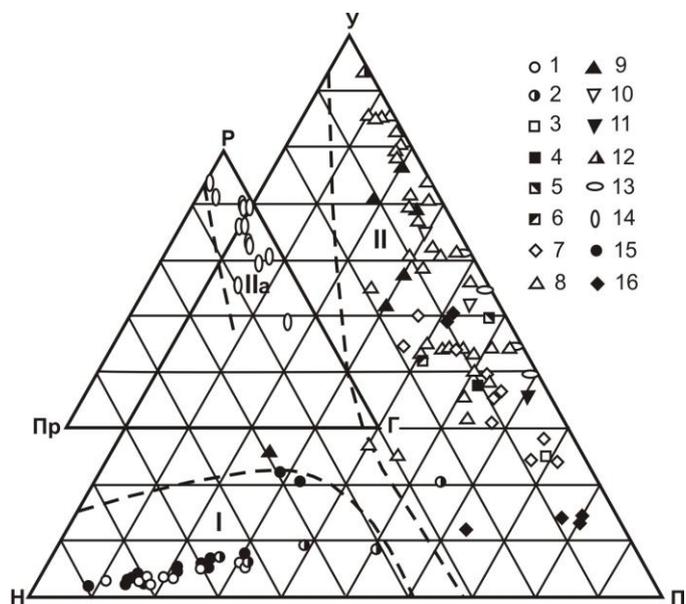


Рис. 53. Диаграмма минерального состава тяжёлой фракции концентратов из прибрежно – морских отложений.

Современные образования. Побережье Белого моря: 1 – вблизи устья р. Варзуги; 2 – вблизи устья р. Пялицы. Побережье Балтийского, Северного морей и островов Балтики [Линчус, 1966б]: 3 – между Клайпедой и границей Латвии; 4 – пересыпь Куршю-Нярия; 5 - Самбийский полуостров; 6 – залив Куршю-Марес; 7 – побережье Латвии [Ульст, Майоре, 1960]; 8 – полуостров Ютландия; 9 – остров Зеландия; 10 – остров Фюн; 11 – остров Лолланн; 12 – остров Борнхольм [Christensen, Larsen, 1960]; 13 – Мекленбургская бухта [Engelhardt, 1937]; 14 – Шлезвиг-Гольштейн [Weyl, 1936].

Голоценовые россыпи. Побережье Белого моря: 15 – у устья р. Варзуги. Побережье Балтийского моря: 16 – обрыв берега р. Ирбе и Рижский залив [Ульст, Майоре, 1960; Лунц, 1962]; I – поле состава россыпей Балтийского щита; II, IIIa – поле состава россыпей в пределах осадочного чехла Русской платформы (минералы: У – устойчивые; П – промежуточные, Н – неустойчивые, Р – рудные, Г – гранаты, Пр – прочие).

Значительно различаются также минеральные ассоциации россыпей указанных регионов. Точки соответствующих им анализов на диаграмме (см. рис. 53) располагаются обособленно. В концентратах тяжёлых минералов, распространённых на территории

Балтийского щита, большей частью преобладают неустойчивые минералы (40-90%), промежуточные составляют 8-50%, а устойчивые – 3-23%. В тяжёлой фракции россыпей Русской плиты содержание неустойчивых минералов изменяется в пределах 0-33% (в одном анализе 49%), промежуточных 6-79%, устойчивых 13-94%.

Из приведённых данных следует, что в россыпях Кольского полуострова и Русской плиты больше промежуточных и устойчивых минералов и соответственно меньше неустойчивых, чем в морене тех же территорий. Таким образом, в россыпях накапливаются минералы, отличающиеся высокой плотностью и абразивной прочностью. Для выяснения поведения основных минералов в процессе россыпеобразования обратимся к результатам минералогических исследований природных концентратов. Представительные выборочные данные о составе концентратов приведены в таблице 20.

Их анализ показывает, что в тяжёлой фракции россыпей Балтийского щита в наибольшем количестве, как отмечалось, присутствуют амфиболы и пироксены. Существенно ниже обычно содержания гранатов, рудных минералов и эпидота; причем гранатов всегда больше, чем рудных. Как правило, менее 1% в концентратах составляют циркон и рутил. В россыпях Русской плиты доминируют гранаты и рудные минералы. Обращает на себя внимание тот факт, что в одних районах гранатов существенно больше, чем рудных, в то время как в других - минералы указанных групп преобладают попеременно. На долю прочих полезных минералов (циркона и рутила) приходится всего

Таблица 20

Содержание главных минералов в разновозрастных концентратах из песков различных районов морских побережий

Номер пробы	Выход тяжёлой фракции, % от массы пробы	Содержание тяжёлых минералов, % от веса тяжёлой фракции						
		Рудные минералы (ильменит, магнетит и др.)	Гранаты	Циркон	Рутил	Амфиболы и пироксены	Минералы группы эпидота	Прочие
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Литориновые отложения Рижского залива [Лунц, 1962]								
64	2.22	9.46	62.61	0.90	0.45	18.06	8	52
8	11.57	13.14	76.49	1.04	-	7.61	1	72
50	28.12	12.80	79.41	0.60	0.60	4.19	2	40
41	42.62	11.31	79.61	1.01	0.61	4.78	2	68
Субатлантические пески южного побережья Кольского полуострова								
В-14/1	12.3	1.9	9.8	0.3	Следы	64.4	9.0	14.6
В-14/3	39.5	4.4	14.8	0.5	»	62.6	9.5	8.2

Продолжение таблицы 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9
B-14/7	68.5	4.5	19.3	0.4	»	58.5	10.5	6.8
B-44/3	88.9	16.2	25.1	1.2	0.1	45.1	6.9	5.4
Современные пески южного побережья Кольского полуострова								
73-25/6	8.9	5.8	20.7	0.2	Следы	61.4	4.6	7.3
73-25/3	37.2	7.6	32.1	0.2	0.1	49.8	4.8	5.4
73-25/7	68.2	19.5	50.8	0.2	0.1	23.5	2.1	3.8
Современные пески западного и северо-западного побережий полуострова Ютландия [Christensen, Larsen, 1960]								
9	33	31	33.12	3.45	0.69	9.66	15.87	6.21
1	2	3	4	5	6	7	8	9
41	64	26	35.52	5.92	0.74	13.33	15.54	2.95
39	78	28	37.44	12.96	0.72	10.80	5.76	4.32
35	94	50	32.50	8.50	1.00	1.50	4.00	2.50
Современные пески Мекленбургской бухты [Engelhardt, 1937]								
1	77	25	49	1.0	0.2	7.0	5.5	13.0
2	83	34	53	4.5	0.6	0.6	1.9	5.3
3	96	46	48	1.4	0.2	0.7	1.3	3.1

лишь доли процента или первые проценты. Аномально высокие (10%) содержания циркона характерны для россыпей побережья полуострова Ютландия. Превалирование гранатов над рудными минералами, установленное во всех россыпях рассматриваемого региона, доминирование амфиболов и пироксенов в концентратах на побережье Кольского полуострова и высокое содержание циркона в россыпях Датского побережья predeterminedены минеральным составом материнских отложений. Что касается преобладания рудных минералов в пробе концентрата с побережья Ютландии, то это – следствие совершенной минеральной дифференциации, подробнее о которой будет сказано ниже. Также следствием дифференциации является уменьшение содержаний эпидота, амфиболов и пироксенов по мере увеличения выхода тяжёлой фракции (см. таблицу 20).

4.3.2. Прибрежно - морские россыпи Кольского региона

Прибрежно-морские россыпи обнаружены в 1957-1958 гг. в западной части Терского побережья Кольского полуострова поисковой партией СЗГУ, руководимой В.Я. Прозоровым. Результаты этих работ изложены Г.С. Рубинраутом [1971]. В ходе поисков было установлено, что россыпи в основном тяготеют к приустьевым участкам рек и что обогащенные шлиховыми прослоями пески приурочены к пляжу, современному

береговому валу и древним береговым валам позднеголоценовых террас. Оруденелые пески, включающие безрудные прослои, образуют узкие вытянутые субпараллельно береговой линии полосы мощностью до полуметра, редко больше и залегают, как правило, на поверхности; изредка встречаются на глубине до 2.5 м.

Нами россыпи изучались в пределах аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных отмелых берегов Варзугского и Пялицкого районов. Они являются наиболее представительными из установленных к настоящему времени [Евзеров, 1980а]. В первом из них, находящемся у устья р. Варзуги, практически по всему побережью прослеживаются современные береговые валы, к которым со стороны моря примыкает сравнительно ровный, полого наклоненный к югу участок песчаного пляжа шириной от нескольких метров до первых десятков метров. Восточнее названной реки за современными валами развита терраса высотой до 6 м. Ее поверхность образует древние береговые валы. Западнее р. Варзуги рельеф, характерный для прибрежно-морских отложений, сильно изменен ветровой эрозией. Севернее современных береговых валов прослеживается сначала волнистая, затем сравнительно ровная, полого повышающаяся к северу поверхность с редкими отчетливо выраженными перегибами - узкими участками, более круто падающими к югу. Все морфологические элементы субпараллельны современной береговой линии. Во втором районе, западнее устья р. Пялицы, на ровной поверхности песчаного пляжа шириной до 20 м лишь эпизодически встречаются современные береговые валы. Что касается древних валов, то они широко распространены на террасе высотой 8 м. Обе упоминавшиеся террасы формировались в процессе отступления береговой линии, о чем свидетельствует наклон их поверхности в сторону моря и регрессивный характер разрезов: снизу вверх увеличивается размер зерен слагающих террасы песков.

Береговые валы как современные, так и древние имеют различные размеры: ширина их варьирует от 10 до 24 м, высота – от 0.7 до 1.5 м, протяженность измеряется сотнями метров, редко первыми километрами. Склоны валов, обращенные к морю, всегда короче и круче противоположных склонов. Валы очень сходны между собой по внутреннему строению. Тыльную часть их слагают среднезернистые, реже мелкозернистые пески, для которых характерно чередование слойков, несколько обогащенных и обедненных темноцветными минералами. В верхней части разреза наблюдается наклонная параллельная слоистость. Слойки падают почти параллельно склону под углами 4-6°. На глубине порядка 1 м они залегают субгоризонтально. Разрезы привершинной и фронтальной частей валов представлены на рис.54. В их строении принимают участие серии среднезернистого редко мелкозернистого песка мощностью не

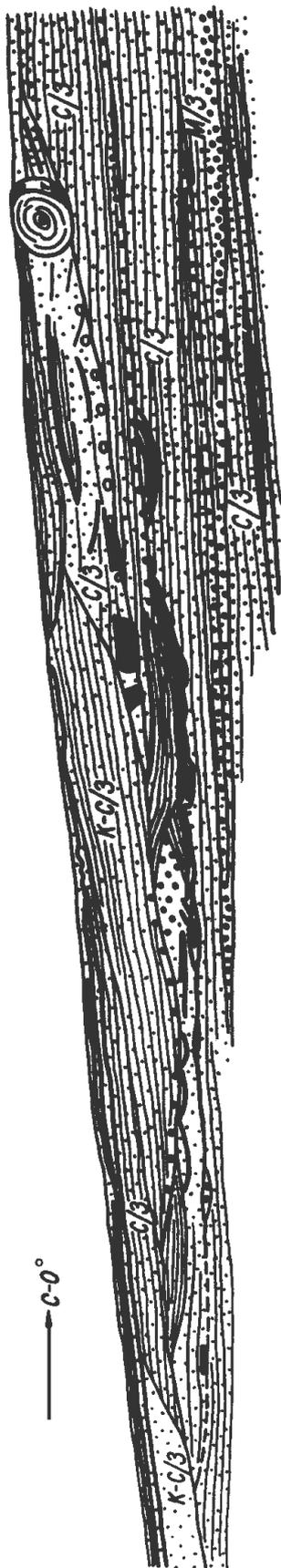
более 0.2 м. Они последовательно срезают друг друга и полого падают в сторону моря. Прослой и линзы серого и черного шлиха, мощность которых изменяется от нескольких миллиметров до первых сантиметров, как правило, приурочены к основаниям серий, то есть к поверхностям размыва. Максимальную толщину они имеют в средней части оснований серий.

Ровные участки пляжей, наклоненные к морю, построены аналогично береговым валам. В их разрезах (рис. 54) отчетливо выделяются последовательно срезающие друг друга серии среднезернистого, редко мелкозернистого песка. Почти все они падают под небольшими углами в сторону моря. Шлиховые прослой мощностью 0.3-1 см тяготеют к основаниям серий. На пляже в основании крутого обращенного к морю склона небольшого современного вала, находящегося у границы зоны осушки, или в основании штормового вала, как правило, располагается уступ высотой 10-20 см. У его подножья при абразии намывается полоса шлиха шириной до 1-1.5 м и толщиной от 1 мм до 4 см.

Рассмотренные отложения, судя по их текстурному облику, формировались под влиянием волнений в гидродинамической обстановке, относительное непостоянство которой обусловило многократное чередование фаз накопления обломочного материала и его размыва и переотложения с образованием концентраций тяжелых минералов. Отложения береговых валов и ровных участков пляжа близки между собой не только по строению разрезов и текстурам, но и по структурным характеристикам (табл. 21). Они, как отмечалось, представлены мелко- и среднезернистыми песками. Соответственно, в среднем примерно 96% обломочного материала приходится на долю частиц размером 0.63-0.1 мм. Сравнительно небольшие коэффициенты вариации характерны для содержаний фракции 0.4-0.315, 0.315-0.25 и 0.25-0.16 мм, которые либо максимальны, либо близки к максимальным в средне- и мелкозернистых песках. По мере перехода к более крупным и мелким классам коэффициент вариации постепенно возрастает, достигая ста и более процентов, поскольку частицы мельче 0.1 мм не характерны для среднезернистого песка, а зерна крупнее 0.63 мм практически не встречаются в песке мелкозернистом. Береговые отложения очень хорошо отсортированы, вследствие того, что они многократно переотлагались в гидродинамической обстановке, параметры которой изменялись довольно часто, но в узких пределах. Коэффициент сортировки абсолютного большинства изученных образцов составляет 0.1-0.18.

Содержание минералов тяжелой фракции в береговых отложениях варьирует от 2.72 до 88.92%. Методом множественной корреляции данных 44 анализов установлено, что в осадках, слагающих береговые валы, оно тесно связано с основными параметрами, характеризующими распределение частиц по классам крупности: средним размером зерен,

В-18



В-14

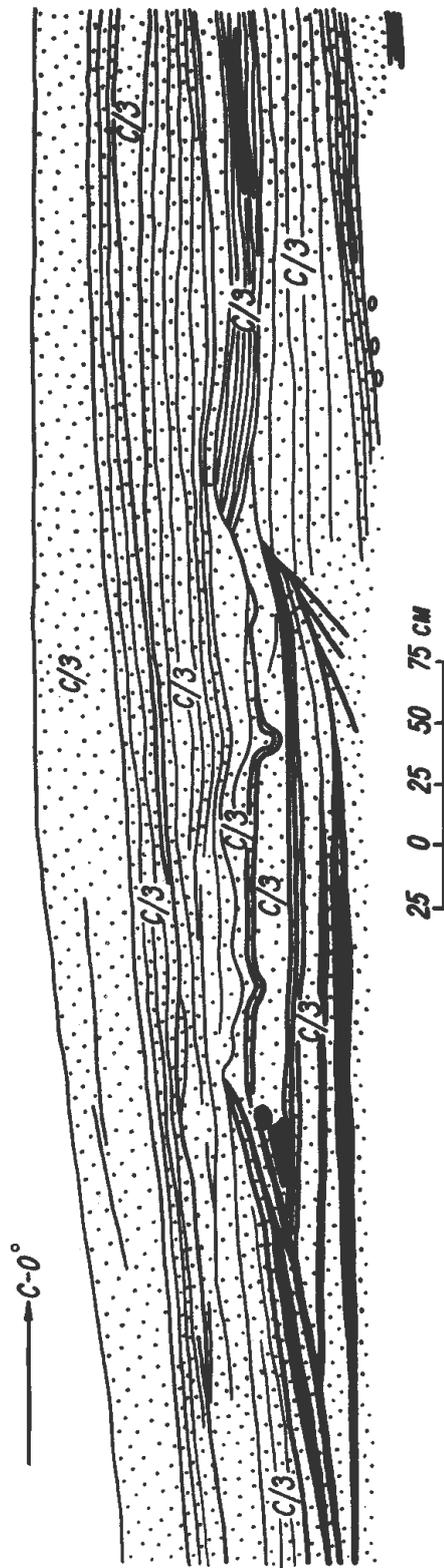
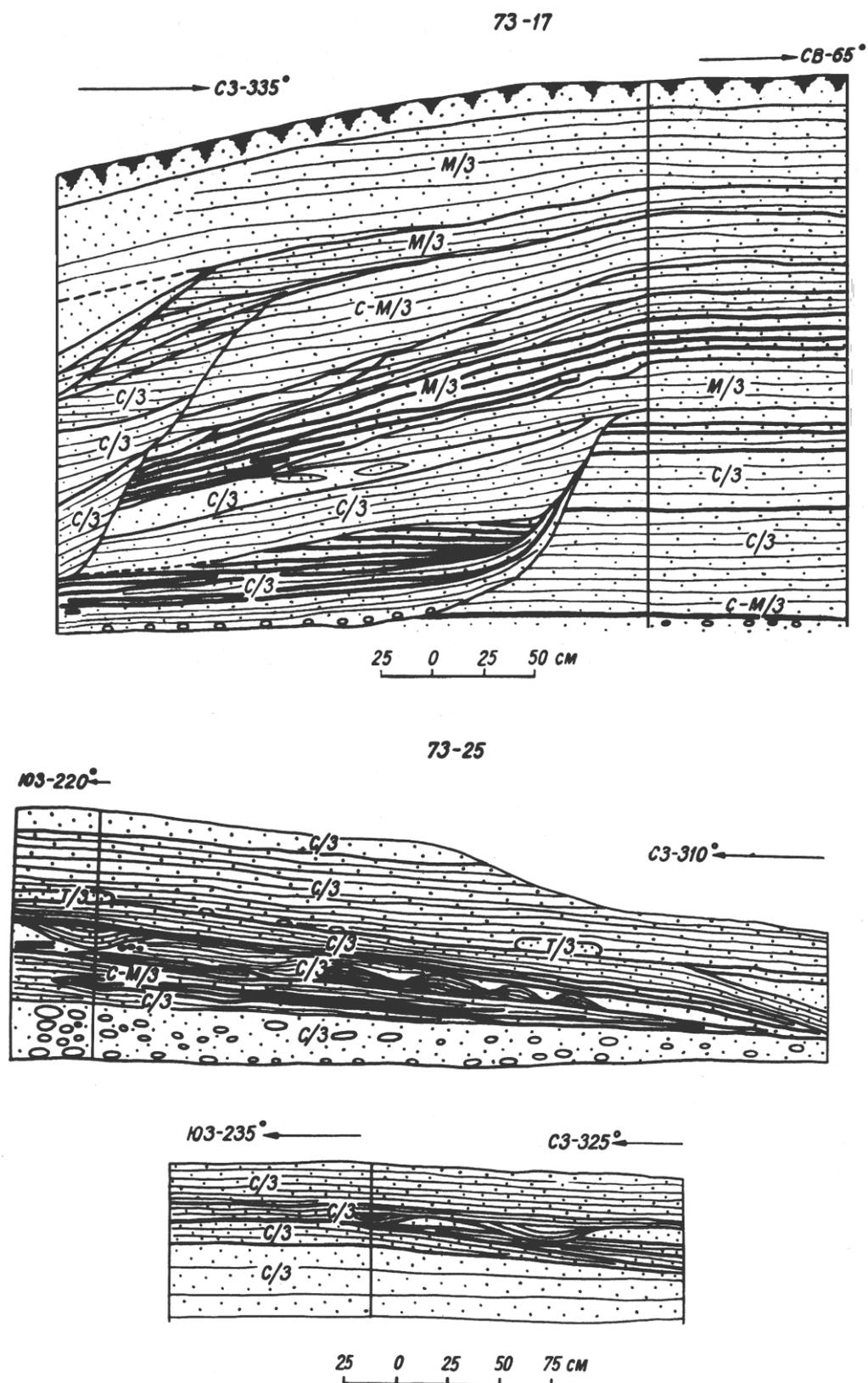


Рис. 54. Разрезы фронтальной (обращенной к морю) и привершинной частей береговых валов и ровных участков пляжа. Зарисовки В.Я. Евзерова. Черные полосы - шлиховые прослои. В-18 - современный береговой вал восточнее устья р. Варзуги; В-14 - береговой вал на пятиметровой террасе в 1.5 км восточнее устья р. Варзуги; 73-17 - береговой вал на террасе высотой до 8 м западнее устья р. Пялицы. Разрезы ровных участков пляжа западнее устья р. Пялицы (на след. странице).

Продолжение рис. 54.



коэффициентами сортировки, асимметрии и эксцессом. Общий коэффициент корреляции составляет +0.772. Содержание тяжелой фракции мало зависит от среднего размера зерен и эксцесса (частные коэффициенты корреляции -0.199 и -0.213); оно тем выше, чем лучше

отсортирован осадок (меньше величина стандартного отклонения) и чем асимметричнее распределение. Соответствующие коэффициенты корреляции равны -0.440 и +0.445.

Таблица 21

Гранулярный состав береговых осадков

Классы крупности, мм	Отложения ровных участков пляжей (29)					Отложения береговых валов (113)				
	Пределы колебания содержания, %		Среднее содержание, %	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации	Пределы колебания содержания,		Среднее содержание, %	Стандартное отклонение	Коэф. вариации
	от	до				от	до			
5-2.5	0	2.89	0.18	0.57	314	0	0.28	0.01	0.05	363
2.5-1.6	0	0.89	0.10	0.18	182	0	0.88	0.04	0.13	340
1.6-1.0	0	1.13	0.30	0.35	116	0	5.06	0.24	0.72	304
1.0-0.63	0.03	10.02	3.11	2.87	92	0	14.47	1.48	2.74	186
0.63-0.4	1.48	58.57	19.94	15.14	76	0.09	45.57	11.57	10.81	93
0.4-0.315	3.89	43.68	25.89	10.49	41	1.37	48.36	23.39	12.12	52
0.315-0.25	5.95	35.94	21.23	8.89	42	8.30	34.48	22.77	6.10	27
0.25-0.16	1.44	75.38	26.63	21.76	82	4.70	76.80	36.0	18.94	53
0.16-0.01	0.02	12.27	2.40	3.43	143	0.07	26.61	4.27	4.34	102
0.1-0.063	0	1.48	0.15	0.30	196	0.01	3.23	0.16	0.34	212
0.063-0.05	0	0.39	0.03	0.07	239	0	0.10	0.01	0.02	146
0.05-0.01	0	0.58	0.04	0.11	242	0	0.26	0.01	0.03	233

Примечание. В верхних графах в скобках указано количество анализов.

Установленные статистические связи свидетельствуют о том, что гранулометрическая дифференциация, ведущая к образованию хорошо отсортированных отложений, влечет за собой дифференциацию гравитационную, следствием которой является образование концентраций тяжелых минералов. По мере увеличения содержания последних (до тех пор пока они не начинают резко преобладать в осадке) возрастает асимметрия распределения обломочных частиц по размерным классам, поскольку максимум распределения тяжелых минералов в береговых отложениях всегда смещен в сторону более мелких классов относительно соответствующего максимума минералов легкой фракции.

Результаты изучения минерального состава береговых осадков приведены в табл. 22. Как видим, тяжелая фракция представлена в основном амфиболами и пироксенами, на долю которых приходится в среднем 60.39%. Довольно высокие средние содержания характерны для гранатов (14.68%) и минералов группы эпидота (7.72%). В количестве,

превышающем 1%, встречаются сфен, магнетит и ильменит. Остальные минералы составляют доли процента от веса тяжелой фракции. Минеральные зерна в большинстве своем хорошо окатаны, что свидетельствует о длительной обработке, многократном переотложении их в береговой зоне моря. Вариации содержаний большинства минералов весьма значительны; исключением являются лишь эпидот, апатит, сфен и кианит. Корреляционным анализом установлено, что с увеличением содержания тяжелой фракции в ней возрастают относительные содержания минералов, плотность которых превышает 3.5 г/см^3 : гранатов (+0.53), ставролита (+0.40), кианита (+0.51), сфена (+0.56), магнетита (+0.48), титаномагнетита (+0.44), ильменита (+0.55), гематита (+0.49), рутила (+0.39), циркона (+0.55), монацита (+0.47), лопарита (+0.49) и рамзаита (+0.40), а содержания силлиманита (-0.54), пироксенов и амфиболов (-0.39) с плотностью порядка $3\text{-}3.5 \text{ г/см}^3$ убывают. В скобках указаны парные коэффициенты корреляции. Таким образом, чем интенсивнее протекал процесс природного шлихования, тем в большей степени тяжелая фракция обогащалась полезными минералами. Ранее на основе материалов В.Я. Прозорова к аналогичному заключению пришел Г.С. Рубинраут [1971]. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в береговых осадках концентрируются рудные минералы из разных источников, расположенных на различных расстояниях (вплоть до почти 200 км) от побережья. Лопарит поставляли нефелиновые сиениты Ловозерского и Хибинского массивов, гранаты – разнообразные гнейсы, ильменит, магнетит, титаномагнетит, сфен и др., по-видимому, метаморфические, основные и возможно щелочные породы. Все эти минералы перемещались от коренных источников в направлении Терского берега ледниковыми покровами и в отложениях ледникового парагенетического ряда присутствуют, как правило, в небольших количествах. В прибрежную зону моря они доставлялись преимущественно реками, размывавшими главным образом ледниковые и водно-ледниковые образования. В процессе транспортировки водными потоками содержания рудных минералов в обломочном материале возрастали незначительно [Рубинраут, 1971]. Достаточно полные данные о распределении шлиховых прослоев получены в результате изучения береговых отложений вблизи устья р. Варзуги. Восточное этой реки обогащенные рудными минералами полосы песков шириной до 10 м толщиной до 5 см сконцентрированы в пределах южного склона крупных отчетливо выделяющихся в рельефе береговых валов, между которыми распространены более мелкие валы или участки побережья со сравнительно ровной поверхностью. Очевидно, формирование крупных валов происходило в периоды более или

Минеральный состав тяжелой фракции береговых отложений Варзугского и Пялицкого участков (29 анализов)

Минералы	Пределы колебания,		Среднее содержание, %	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации
	от	до			
Амфиболы и пироксены	23.54	77.24	60.39	11.60	19
Гранаты	3.11	50.80	14.68	12.25	83
Группа эпидота	2.09	13.46	7.72	2.75	36
Биотит, гидробиотит	Зн.	4.44	0.39	1.04	267
Хлорит	0	0.22	0.02	0.05	278
Мусковит	0	0.63	0.03	0.12	422
Ставролит	Ед. зн.	1.42	0.40	0.41	102
Кианит	Зн.	0.92	0.40	0.23	56
Силлиманит	0.04	1.39	0.32	0.27	83
Апатит	Ед.зн.	0.74	0.29	0.15	53
Турмалин	Зн.	0.25	0.06	0.06	101
Сфен	0.32	2.46	1.17	0.60	51
Пренит	0	0.18	0.01	0.03	292
Шпинель	0	0.02	0.003	0.005	157
Лейкоксен	Зн.	0.15	0.03	0.03	126
Магнетит	0.13	12.06	1.93	2.59	134
Титаномагнетит	0	4.15	0.36	0.91	255
Ильменит	0.09	6.07	1.46	1.46	140
Гематит	0.04	3.53	0.57	0.76	133
Рутил и анатаз	0	0.12	0.02	0.03	138
Перовскит	0	0.20	0.03	0.04	150
Циркон	0.06	1.40	0.30	0.31	104
Монацит	0	0.17	0.02	0.04	232
Циркон	0.06	1.40	0.30	0.31	104
Энигматит	0	0.79	0.28	0.26	95
Лопарит	Ед.зн.	1.54	0.23	0.34	151
Рамзаит	Зн.	0.21	0.05	0.05	100
Эвдиалит	Зн.	0.37	0.03	0.07	246
Барит	0	0.24	0.013	0.045	356
Карбонаты	0	0.89	0.05	0.17	364
Лимонит	Зн.	0.19	0.03	0.06	196
Сростки минералов	0.37	32.03	8.64	8.06	93
Сумма			99.51		

Примечание. Различия в минеральном составе береговых отложений Варзугского и Пялицкого участков невелики: в тяжелой фракции осадков последнего в больших

количествах встречены гранаты, барит и карбонаты. В таблице приняты сокращения: зн. – знаки, ед. зн. – единичные знаки. Аналитик Л.С. Деревянкина.

менее длительного стационарного положения уровня моря в ходе общего отступления береговой линии. Судя по текстурному рисунку отложений, образующих береговые валы (рис.54), скопления рудных минералов возникали в результате многократной миграции небольших уступов размыва, подобных наблюдаемым в настоящее время у границы зоны осушки и охарактеризованным выше. Наиболее крупные зоны концентрации рудных минералов приурочены к перегибам поверхности позднеголоценовой террасы западнее р. Варзуги. Они представляют собой полосы шириной 4-12 м, вытянутые субпараллельно современной береговой линии. Одна из таких полос прослежена нами более чем на километр. В поперечном разрезе полос по чередованию темных и несколько более светлых шлиховых прослоев видна мелкая и крупная мультислойная слоистость. Линзы шлиха имеют мощность от 0.2 до 0.5 м. На подстилающем мелкозернистом песке светло-желтого цвета они залегают с размывом, о чем свидетельствует присутствие в кровле песка скоплений зерен гравия и мелкой гальки. Поскольку, как отмечалось, морфология поверхности морских отложений западнее р. Варзуги сильно изменена ветровой эрозией, можно лишь предполагать, к каким элементам рельефа были приурочены рассматриваемые шлиховые полосы. Скорее всего, они формировались в процессе выработки террасовых уступов. Последние возникали, вероятно, при стабилизации уровня регрессировавшего моря в условиях некоторого дефицита обломочного материала, поставлявшегося в прибрежную зону западнее р. Варзуги.

Необходимо отметить, что более или менее значительные скопления рудных минералов установлены только в позднеголоценовых и современных береговых отложениях. Объясняется такая приуроченность, очевидно, тем, что именно в это время на части Терского побережья установилось относительное равновесие между скоростью поднятия и объёмом обломочного материала поступающего и перерабатываемого волнением в прибрежной полосе в условиях медленной регрессии.

4.3.3. Формирование прибрежно-морских россыпей

Условия и механизм формирования прибрежно-морских россыпей охарактеризованы во многих работах [Engelhardt, 1937; Bülow, 1951; Christensen, Larsen, 1960; Ульст, 1963; Аксенов и др., 1965; Аксенов, 1972 и др.]. Однако только совокупное рассмотрение всех имеющихся данных дает полное представление об обстановке и механизме образования указанных россыпей. В прибрежной зоне крупных водоёмов в результате волнений возникают прибойный поток и вдольбереговые течения.

Скорость прямого потока превышает таковую обратного потока. Иными словами, наблюдается положительная асимметрия скоростей. Она характерна для песчаных пляжей, уклон которых в среднем составляет 4° . Асимметрия, близкая к единице, фиксируется в пределах пляжей во время стабилизации штормов, а также свойственна пляжам с крутым уклоном порядка $7-8^\circ$ [Гуделис и др., 1966]. Поперечные перемещения обломочного материала прибойным потоком играют решающую роль в образовании россыпей, тогда как продольные, происходящие под влиянием вдольбереговых течений, приводят в основном к изменению баланса наносов [Гуделис и др., 1966; Аксенов, 1972 и др.]. В дальнейших рассуждениях для простоты примем, что зерна различных минералов имеют одинаковую форму. Это допущение вполне правомерно, поскольку практически все минералы, кроме пластинчатых, встречаются в россыпях главным образом в виде хорошо окатанных зерен. Песчаные зерна, переносимые прямым потоком во взвешенном состоянии, оседают на пляже в соответствии с их гидравлической крупностью. В итоге возникают осадки, в которых совместно встречаются тяжелые и лёгкие минералы, размеры зерен которых большей частью обратно пропорциональны их плотности [Engelhardt, 1937]. В зоне возрастания положительных асимметрий придонные скорости обычно соответствуют сдвигающим критическим скоростям зерен легкой фракции. Поэтому последние испытывают колебания различной амплитуды и кратковременный отрыв от дна, в ходе которых зерна тяжелых минералов проседают в основание подвижного слоя песка. Это явление, установленное экспериментально и натурными наблюдениями на побережьях Азовского моря и Курил, представляет собой начальную стадию минералогической дифференциации [Аксенов и др., 1965; Павлидис, 1968; Аксенов, 1972]. Воздействие обратного потока на отложения пляжа подробно рассмотрено В. Энгельгардтом [Engelhardt, 1937]. Этот поток, имея меньшую скорость, чем прямой поток, часть зерен перемещает вниз по склону посредством перекачивания. Дело в том, что зерна кварца и полевых шпатов вследствие больших размеров, чем одновременно оседающие с ними зерна тяжелых минералов, обладают меньшим сопротивлением к перекачиванию. Соответственно они смещаются в сторону моря, тогда как минералы тяжелой фракции остаются на месте. Так осуществляется дальнейшая дифференциация минералов, являющаяся основой образования россыпей. Следует отметить, что обратный поток транспортирует вниз по склону пляжа не только лёгкие минералы, как полагал В. Энгельгардт, но и часть тяжелых (амфиболы, пироксены, эпидот, гранат и др.), плотность большинства из которых не превышает 3.5 г/см^3 . Вследствие этого по мере увеличения выхода тяжелой фракции происходит накопление в россыпях минералов, имеющих наибольшую плотность в каждой конкретной ассоциации

и, следовательно, наибольшее сопротивление перекачиванию. Данный процесс объясняет результаты корреляционного анализа, о которых говорилось ранее. По наблюдениям В. Энгельгардта, на южном побережье Балтики, концентрация тяжелых минералов начинается при углах наклона пляжа порядка 7° и возрастает по мере увеличения этих углов. Поскольку, как отмечалось, именно при крутизне склона в $7-8^\circ$ асимметрия скоростей прибойного потока приближается к единице, есть основание считать, что интенсивность процесса дифференциации минералов по плотности посредством перекачивания тем выше, чем меньше разница прямого и обратного потоков. Очевидно также, что условия благоприятные для развития этого процесса создаются при поперечном перемещении наносов. Обстановка, которая позволяет наилучшим образом сконцентрировать тяжелые минералы в прибрежной зоне моря, восстановлена на базе детального изучения прибрежно-морских россыпей Кольского полуострова [Евзеров, 1980а]. Окатанность минеральных зерен в этих россыпях, высокая степень сортировки обломочного материала, однородность его гранулярного состава и наличие многочисленных размывов свидетельствуют о том, что слагающие россыпи осадки многократно переотлагались в гидродинамической обстановке, параметры которой изменялись довольно часто, но в узких пределах.

Характерной чертой прибрежно-морских россыпей Кольского полуострова является высокое содержание в них минералов, неустойчивых к агентам химического выветривания. Г.С. Рубинраут [1971] сделал вывод, что именно это обстоятельство обусловило как малые масштабы россыпей региона, так и сравнительно небольшие содержания в них полезных компонентов. Однако приведенные выше материалы показывают, что вывод справедлив только в отношении содержаний ценных минералов. Что же касается малых запасов, то они свойственны всем морским россыпям области распространения Скандинавских ледниковых покровов. Скорее всего, это связано с малым размером водоёмов и кратковременностью образования россыпей. Действительно, формирование россыпей протекало на протяжении всего лишь нескольких тысяч лет, причем в зимние периоды побережья большей частью были скованы льдом. Справедливость высказанного предположения становится очевидной при сравнении обстановки и продолжительности образования рассмотренных россыпей с аналогичными показателями крупномасштабных более древних титано-циркониевых россыпей Русской платформы. Последние связаны с трансгрессиями, длившимися миллионы лет и охватывавшими огромные площади теперешней суши [Гурвич, Болотов, 1968]. Соответственно практическая значимость этих россыпей несравненно выше, чем

четвертичных россыпей области распространения Скандинавских ледниковых покровов, и они успешно эксплуатируются.

4.4. Перспективы обнаружения россыпей благородных металлов, алмазов и апатита в северо-восточной части Балтийского щита

В последнее десятилетие на Кольском полуострове активно велись тематические, поисковые и поисково - разведочные работы с целью обнаружения месторождений золота, платины и алмазов. Были обнаружены новые рудопоявления золота, месторождения платинометалльного оруденения в Федорово-Панском массиве и кимберлитовые диатремы с алмазами на Терском побережье полуострова [Войтеховский и др., 2009; Зубковский и др., 1994; Митрофанов и др., 1994; Поляков, Калинин, Сергеева, 2001]. Кроме того, в центральной части полуострова расположено крупнейшие в мире месторождения апатита, приуроченные к Хибинскому массиву нефелиновых сиенитов. Указанные обстоятельства обусловили необходимость подробного рассмотрения перспектив обнаружения россыпей благородных металлов, а также алмазов и апатита, опираясь на опыт изучения Ловозерской россыпи лопарита.

4.4.1. Золото

Коренные месторождения золота широко распространены на территории Балтийского щита. Все они, как правило, образуют небольшие по площади выходы на поверхности и погружаются на глубину. Общие ресурсы золота на щите по оценке В.И. Иващенко, А.И. Голубева [2011] составляют около 1900 т. Значительно хуже обстоит дело с россыпями. Несмотря на детальное изучение рыхлого покрова Финляндии там обнаружены, как отмечалось в разделе, лишь небольшие проявления золота, осваиваемые старателями.

Северо-восточная часть Балтийского щита хуже изучена, чем западная. Вполне вероятно, что при детальном обследовании здесь будут выявлены новые коренные месторождения золота. Вселяет оптимизм обнаружение новых проявлений золота в последние годы [Войтеховский и др., 2009 и др.]. Что касается россыпей, то на территории Мурманской области России, по историческим сведениям, в низовьях рек Поноя, Лотты и Нотты золото мыли поморы и монахи подобно тому, как это делается сегодня в Северной Финляндии. Однако россыпные месторождения золота в северо-восточной части щита не обнаружены. Отмечается постоянное присутствие самородного золота в аллювии рек Варзуги, Стрельны, Пурнача, Пулонги и Бабьей; в отдельных участках его содержание составляет до 2 г/м³. Незначительные по запасам проявления известны в верховьях р. Пулонги [Киселев, 1993] и на оз. Бабьем [Гавриленко и др., 1996]. Распространение шлихового золота на юго-востоке Кольского полуострова показано на рис. 55.

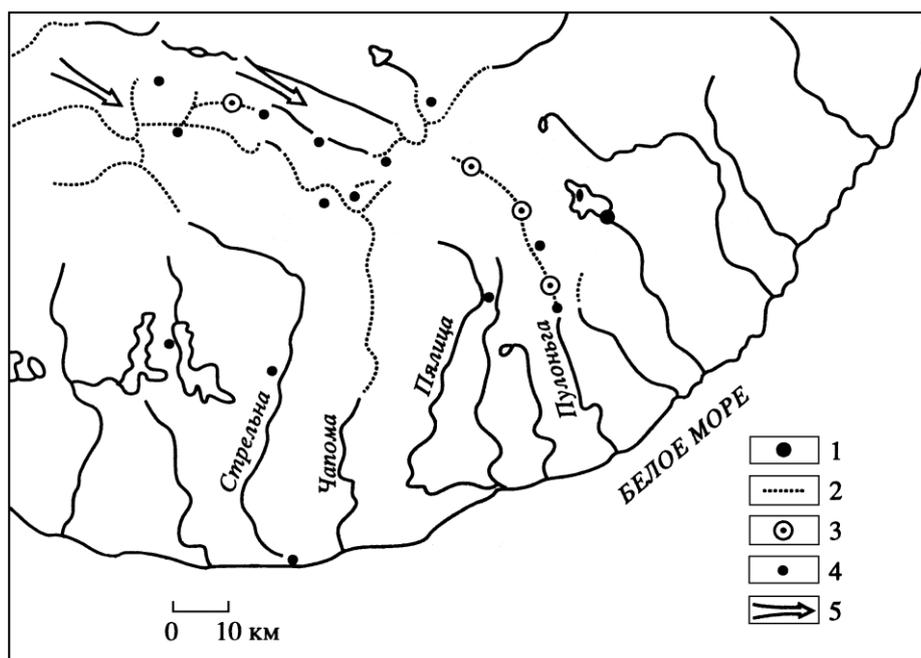


Рис. 55. Распространение шлихового золота на юго-востоке Кольского полуострова (приводится по: [Гавриленко и др., 1996]).

1 – россыпное проявление золота на оз. Бабые; 2 – содержание золотин в аллювии (1-30 знаков); 3 – весовое содержание золота в аллювии (до 2 и более граммов на м³); 4 – коренные проявления золота и серебра (1-5 г/т); 5 – направление перемещения золота от коренных источников.

В северо-восточной части Балтийского щита имеются проявления золота в кристаллических породах [Гавриленко и др., 1996]. Так, в пределах распространения метаморфических пород архейского возраста в районе Вороньих тундр с конца 60-х годов XX века известны золото-сульфидные проявления, объединенные в линейную рудную зону протяженностью около 25 км (рис. 44). Вмещающая оруденелые породы и рудные метасоматиты метагаббро-диабазы. Наиболее крупным проявлением этой группы является Оленинское. Оно приурочено к западной части рудной зоны. Оруденелые породы этого проявления образуют штокверк сечением 1500x50-100 м и глубиной не менее 100 м. Свыше 50% золота проявления представлено свободной формой; размер выделений составляет в среднем 0.1-0.3 мм. Содержание золота достигает 25 г/т, серебра - 200 г/т. Возможными россыпеобразующими фазами, кроме золота и серебра, являются электрум и шеелит. Еще одним источником золота в указанном районе являются пиритоносные мусковитовые сланцы, представляющие собой вторичные кварциты по кислым эффузивам [Гавриленко, 1985]. Среднее содержание золота и серебра составляет в них,

соответственно, 0.1 и 10 г/т, а в сульфидном концентрате – 2 и 200 г/т. Золото преимущественно самородное, тогда как большая часть серебра входит в состав галенита.

Полоса мелких золотосульфидных проявлений (Ворговый, Фомкин ручей, Горелый Бор) наблюдается в южном обрамлении имандра-варзугского зеленокаменного пояса (рис. 44) [Gavrilenko, Mitrofanov, 1997]. Содержание золота в них составляет в среднем 1-2 г/т. Степень изученности этих проявлений невысокая. Кроме того, в площади распространения пород кейвского блока глиноземистых гнейсов и сланцев обнаружена метаморфизованная переотложенная кора выветривания раннепротерозойского возраста. Она прослеживается более чем на 100 км при мощности, достигающей 50-100 м. Среднее содержание золота в породах составляет 0.1 г/т. Оно концентрируется в ильмените, гранате, ставролите и биотите [Гавриленко, Реженова, 1987]. Эти два коренных источника золота являлись наиболее вероятными поставщиками золота, встреченного в долинах рек и на берегу оз. Бабьего на юго-востоке Кольского полуострова (рис. 55).

На крайнем юго-западе Мурманской области, на границе с Карелией находится еще одно (Майское) рудопоявление золота [Гавриленко, Реженова, 1987; Gavrilenko, Petrashova, Dain, 1999]. Оно представлено двумя субпараллельными кварцево-жильными зонами протяженностью свыше 2.5 км при мощности зон в 50-100 м и самих жил в зонах – 4-6 м. Зоны прослежены до глубины 300 м. В продуктивной ассоциации самородное золото встречено с галенитом, сфалеритом, алтаитом и теллурувисмутитом. Содержание золота достигает сотен граммов на тонну.

Заключение о перспективности рыхлого покрова рассматриваемого региона на россыпи золота было сделано сравнительно недавно [Гавриленко и др., 1996] при участии автора. Однако после детального анализа возможных коренных россыпеобразующих формаций и факторов, определяющих формирование и сохранность россыпей, автор кардинально изменил свою позицию, заключив, что россыпи на Балтийском щите – явление уникальное и арсенал их очень ограничен [Евзеров, 1998, 2001; Евзеров, Горяинов, 1998]. Конечно, золото, обладая высокой плотностью, может образовывать и действительно образует россыпи в очень широком диапазоне палеогеографических обстановок. Однако в Кольском регионе реализации этой возможности препятствует несколько весьма существенных факторов. Прежде всего, на проявлениях золота не обнаружены коры выветривания ни каолинового, ни гидрослюдистого типа, хотя часть проявлений и размещается в площади наибольшего распространения останцов гидрослюдистой коры выветривания [Гавриленко и др., 1996]. Это означает, что вскрытие золота происходит только вследствие физического и физико-химического разрушения пород различными агентами зоны гипергенеза. Вскрытие, конечно же, в таких условиях не

может быть полным. Однако даже если допустить возможность полного вскрытия, общее количество свободного золота окажется очень небольшим. Судя по мощности голоценового элювия, измеряемой первыми метрами, речь может идти о выделении золота из поверхностного слоя золотоносных кристаллических пород именно такой мощности. Мы не случайно упомянули голоценовый элювий. Дело в том, что вероятнее всего только из него золото и поступает в современные водотоки. То же золото, которое вскрывалось в более ранние безледные периоды плейстоцена, было ассимилировано ледниками, перемешано с инородным материалом и большей частью удалено от коренных источников. В аналогичной ситуации, как отмечалось в разделе **4.1.4** части **II**, оказались плейстоценовые прибрежно-морские россыпи региона [Евзеров, 2001а]. Не испытывало серьезного перемещения только вскрывшееся золото из упомянутой выше метаморфизованной переотложенной коры выветривания раннепротерозойского возраста из кейвского блока. Обусловлено это расположением упомянутых продуктов выветривания в приледораздельной зоне покровных оледенений [Гавриленко и др., 1996]. Однако содержание золота в них, как отмечалось, составляет всего 0.1 г/т. В правильности вывода о малой перспективности рыхлого покрова Мурманской области убеждает и опыт исследований в соседней Финляндии.

4.4.2. Платина

Сведения о геологии и минеральном составе проявлений минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) Федорово-Панского расслоенного массива приведены в многочисленных работах сотрудников геологического института Кольского НЦ РАН и других организаций. В дальнейшем изложении использованы материалы статей [Зубковский и др., 1994; Митрофанов и др., 1994; Балабонин и др., 2000; Субботин и др., 2000; Корчагин и др., 2009; Припачкин, Рундквист, 2011] и монографий [Додин, Чернышов, Яцкевич, 2000; Пожиленко и др., 2002].

В Федорово-Панском расслоенном комплексе на государственный баланс поставлены три месторождения: «Федоровотундровское» в массиве Федоровой тундры, «Киевей» в Западно-Панском и «Восточное Чуарвы» в Восточно-Панском массивах. Упомянутые массивы показаны на рис.56, а их положение в общей структуре региона – на рис. 44.

Содержание суммы ЭПГ в указанных месторождениях составляет несколько грамм на тонну, что отвечает промышленным кондициям. ЭПГ в рудах находится в виде собственных минералов, в качестве примесей в сульфоарсенидах и других минеральных фазах и в рассеянной форме в сульфидах и оксидах – пентландите, пирротине, халькопирите, магнетите. Собственные минералы ЭПГ занимают в породах три вполне

определенные позиции. Основная масса их располагается на контакте миллерита или халькопирита с силикатами или внутри сульфидов, таких как халькопирит, пирротин, пентландит, миллерит; значительно меньшие количества локализованы среди породообразующих силикатов. Поскольку перечисленные сульфиды крайне неустойчивы в поверхностных условиях, значительная часть минералов ЭПГ может легко высвободиться из вмещающих их пород.

Миграционная способность минералов в гипергенной обстановке прямо пропорциональна их абразивной прочности и устойчивости к выветриванию. Минералы ЭПГ изученных рудопоявлений относятся к четырем классам соединений: самородным металлам, сульфидам платины и палладия, арсенидам и сульфоарсенидам платины и висмута и висмута-теллуридам платины и палладия. На долю висмута-теллуридов приходится 50 и более процентов. Имеющиеся в литературе весьма ограниченные сведения о физических свойствах этих минералов свидетельствуют о том, что их абразивная прочность выше, чем, например, золота. Сложнее оценить устойчивость минералов ЭПГ к выветриванию. На этот счет имеются главным образом косвенные данные. Очевидно только, что самородные металлы являются весьма устойчивыми. Сульфиды и арсениды ЭПГ встречаются в россыпях и, следовательно, тоже должны быть отнесены к разряду устойчивых [Гурская, 1986]. Висмута-теллуриды ЭПГ не обнаружены в известных к настоящему времени платиноносных россыпях [Патык-Кара и др., 1997]. Кроме того, эти минералы не были встречены в рыхлых отложениях Норильского района вблизи одного из месторождения, в котором именно они являются доминирующими. Таким образом, есть основания полагать, что висмута-теллуриды ЭПГ неустойчивы в гипергенной обстановке.

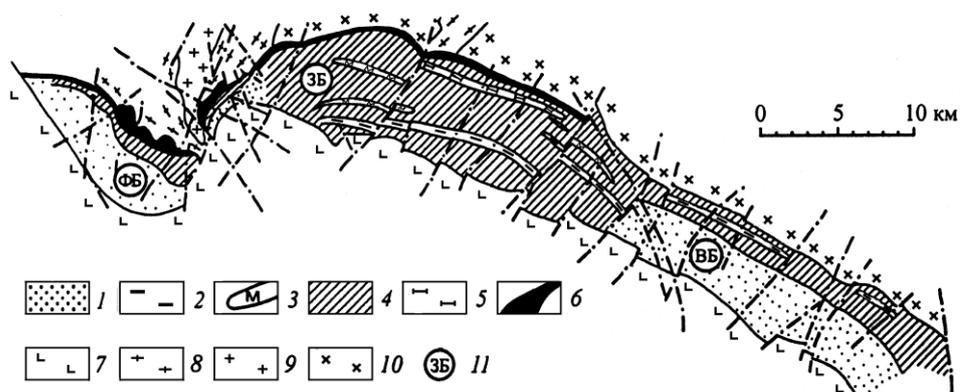


Рис. 56. Геолого-структурная схема Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (приводится по: Ю.Н.Седых [Додин, Чернышов, Яцкевич, 2000]).

1 – габбро; 2, 5 – рифовые платиноносные пачки: 2 – верхняя; 3 – нижняя; 3 – магнетитсодержащие слои; 4 – габбро-нориты; 6 – нориты; 7 – базальтоиды; 8 – гранито-гнейсы; 9 – гранитоиды; 10 – граниты; 11 – массивы (в кружках): ФБ – Фёдоровотундровский, ЗБ – Западно-Панский, ВБ – Восточно-Панский.

Существенное значение для образования седиментогенных концентраций полезных минералов имеет также крупность последних в материнских породах. В массивах Федоровых и Панских тундр преобладающие размеры минералов ЭПГ – 10-30 мкм (табл. 23). Столь мелкие частицы минералов средней и высокой плотности могут концентрироваться только в прибрежной полосе весьма обширных водоемов. Более крупные размеры имеют минералы ЭПГ массива Луккулайсваара Северной Карелии. Это проявление содержит довольно много минералов ЭПГ, размеры которых превышают 100 мкм и которые вследствие этого могут накапливаться в склоновых осадках и в аллювии. Именно к этим типам отложений и приурочены почти все известные россыпи платиноидов [Cousins, Kinloch, 1976; Hagen, Weiser, U Than Htay, 1989; Патык-Кара и др., 1997].

Таблица 23

Распределение зерен платиновых минералов по классам крупности

Класс крупности, мкм	Содержание зерен, %
+100	5
-100 +50	13
-50 +30	15
-30 +20	13
-20 +10	24
-10 +5	30

И, наконец, последнее из того, что имеет отношение к коренному источнику. В пределах наиболее изученного месторождения «Киевей» (северный риф Западно-Панского массива) платинометалльное оруденение установлено на семи уровнях разреза с тремя главными продуктивными горизонтами. Основной из этих горизонтов приурочен к нижнему расслоенному комплексу и имеет мощность от 1-2 до 10 м, изредка до 50 м. Он состоит из ряда кулисообразно залегающих линзо-и пластообразных сульфидсодержащих залежей протяженностью от 100 до 400 м, прослеживающихся по простиранию на 16 км. Мощность второго и третьего продуктивных горизонтов не превышает 10 м; аналогичны мощности проявлений платинометалльного оруденения на четырех остальных уровнях

разреза. Следовательно, суммарная мощность оруденелых пород составляет около 100-110 м. Общая же мощность разреза интрузии, включающего рассматриваемое рудопроявление, достигает 3550 м. Таким образом, на склонах массива, где обнажаются все продуктивные горизонты, на их долю приходится примерно одна тридцать пятая часть длины склонов. Подобная ситуация характерна для всех месторождений Федорово-Панского расслоенного комплекса и рудопроявлений в массиве Луккулайсваара [Гроховская, Дистлер, Ключинин и др., 1992].

Естественно для оценки возможностей образования платиноносных россыпей, как, впрочем, и любых других, недостаточно сведений об источнике питания и свойствах минералов. Необходимо знать еще и палеогеографическую обстановку того периода, когда эти россыпи могли сформироваться. В нашем случае особый интерес представляет неоген-четвертичное время, так как к началу неогена Кольский полуостров приобрел очертания, близкие к современным, и в основных чертах сформировался рельеф региона [Стрелков и др., 1976]. Кроме того, следует отметить, что возрастной диапазон большинства известных россыпей ЭПГ тоже неоген-четвертичный. На протяжении миоцена на Русской равнине, в Карелии и на Кольском полуострове формировалась, как отмечалось в части I, кора выветривания гидрослюдистого типа. При выветривании полностью разрушались сульфиды, аналогичные контактирующим с минералами ЭПГ, частично - пироксены, амфиболы и полевые шпаты. Останцы этой коры выветривания сохранились на северных склонах гор Киевей и Пешемпахк (Панские тундры) на высоте 200-300 м [Киселев, 1971]. Залегают они в виде изолированных пятен шириной до 700 м на очень пологих склонах под мореной покровного оледенения. Максимальная установленная мощность коры выветривания достигает 8 м. Верхняя часть профиля (до 0,5 м) представлена пестроцветным глинисто-песчаным материалом, пластичным во влажном состоянии. Вниз по разрезу он сменяется дресвой, а та, в свою очередь, трещиноватыми габбро-норитами. По данным гранулометрического анализа содержание фракции менее 0,01 мм в продуктах выветривания из верхней части профиля составляет 10,9 - 13,9 % [Афанасьев, 1977]. В глинистой фракции установлены гидрослюда, вермикулит и метагаллуазит. Есть основания полагать, что гидрослюдистая кора выветривания была широко развита в районе Панских тундр и, следовательно, может быть обнаружена и на рудопроявлениях минералов ЭПГ. В этом случае она несомненно представит самостоятельный интерес. На породах массивов Федоровой тундры и Луккулайсваары кора выветривания не обнаружена, хотя условия для её образования на втором из названных массивов были весьма благоприятными: небольшая высота и

пологие склоны западной части массива. На возможных причинах отсутствия здесь коры выветривания мы остановимся ниже.

В плиоцене в связи с дифференцированным поднятием региона гидрослюдистая кора выветривания частично размывалась. На склонах возвышенностей и в пределах предгорных равнин формировались сходные с ней по составу делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, как это, например, имело место в северных предгорьях Ловозерских тундр. В депрессиях должны были накапливаться озерные осадки. Правда, они до сих пор не обнаружены, но косвенные указания на их существование в прошлом имеются. В более молодых четвертичных осадках присутствуют и иногда в довольно большом количестве пресноводные неогеновые диатомеи. Таким образом, в плиоцене на Кольском полуострове очевидно существовали ограниченные по площади водоемы, соизмеримые с ныне существующими. С учетом изложенных выше сведений о рудопроявлениях минералов ЭПГ и свойствах последних можно вполне определенно полагать, что протекавшие в плиоцене геологические процессы если и могли привести к образованию платиноносных россыпей, то только вблизи массива Луккулайсваара.

В четвертичный период ледниковые покровы в основном ассимилировали продукты неогенового и четвертичного выветривания, перемешивали их и перемещали основную массу этих продуктов на сравнительно короткие расстояния, порядка нескольких километров [Евзеров, 1983]. Степень ассимиляции зависела от гляциодинамической обстановки в каждом конкретном пункте. По имеющимся данным [Ekman, Пјin, 1991] массив Луккулайсваара расположен на территории, где функционировали очень активные ледниковые лопасти. Поскольку интенсивность воздействия ледника на подстилающие породы прямо пропорциональна его скорости, можно полагать, что все неогеновые образования, развитые на названном массиве и в его ближайших окрестностях, были ассимилированы ледниками, разубожены инородным материалом и перемещены от мест первоначального залегания. Наименее активно ледник воздействовал на подстилающие породы в районе возвышенности Панских тундр. Причем интенсивность этого воздействия убывала в восточном направлении. Поэтому именно в восточной части массива могут быть обнаружены останцы неогеновой коры выветривания на рудопроявлениях минералов ЭПГ.

4.4.3. Алмазы

Перспективы выявления россыпей алмазов заслуживают подробного рассмотрения. Как в Карелии, так и на Кольском полуострове известны проявления кимберлитового магматизма, с которыми связаны перспективы алмазоносности этих регионов [Киселев,

Клюнин, Захаров, 1991; Поляков, Калинин, 1993; Киселев, 1993; Поляков, Калинин, Сергеева, 2001]. На Кольском полуострове большинство выявленных кимберлитовых и мелилитовых трубок тяготеет к западной части Терского берега Белого моря (рис. 57 А). Здесь локализовано Ермаковское поле, в пределах которого обнаружены кимберлитовые алмазоносные трубки, располагающиеся в толще песчаников терской свиты рифея. Определенно установлена алмазоносность двух трубок. Форма и разрез одной из них показаны на рис. 57 Б. В трубке «Ермаковская-7» выявлено 132 зерна алмаза размером 0.1-1 мм. Изучение вновь отобранных валовых проб привело к обнаружению более крупных алмазов класса $-2 +1$ мм [Поляков, Калинин, Сергеева, 2001]. Возраст кимберлитов, определенный по флогопиту К-Аг методом, составляет 337-384 млн. лет [Калинкин, Арзамасцев, Поляков, 1993]. Все трубки перекрыты только четвертичными отложениями, под которыми встречены мелко- и среднезернистые кимберлиты, соответственно, кратерной и жерловой фаций. По результатам поисково-съёмочных работ прогнозируется нахождение Мокеевского и Пялицкого полей кимберлитовых и родственных им пород. Первое располагается в ~ 30 км к востоку от устья р. Варзуги, а второе занимает значительную площадь по обеим сторонам приустьевых участков р. Пялицы (рис. 57 А). На этих площадях в рыхлых отложениях долин и аллювии рек, выпадающих в Белое море, обнаружены зерна пиропы, хромдиоксида и хромшпинелидов [Поляков, Калинин, 1993]. Перспективность Мокеевского поля подтверждается еще и тем, что с ним практически совпадает узел пересечения разрывных нарушений различной ориентировки, в котором, по представлениям О.Г. Сорохтина, Ф.П. Митрофанова и Н.О. Сорохтина [1996], должны быть потенциально алмазоносные магматические проявления. Подробные исследования вещественного состава рыхлого покрова юго-восточного побережья Кольского полуострова и прилегающей к нему акватории Белого моря позволили выделить еще два предполагаемых кимберлитовых поля к северо-востоку от Пялицкого, в окрестностях приустьевых участков рек Пулоньги и Снежницы: Пулоньгское и Снежницкое (на рис. 57 А они не показаны). В их пределах найдены обломки кимберлитов, щелочных пикритов и ультраосновных фойдитов, а также зерна пиропов, хромдиоксидов и два мелких алмаза [Гавриленко и др., 2001]. Находки осколка кристалла алмаза, зерен хромшпинелидов, хромдиоксидов и высокомагнезиальных оливинов в центральной части Кольского полуострова послужили основанием для выделения и этой области в качестве перспективной на алмазоносные кимберлиты и россыпные алмазы [Зозуля, Корсакова, Чикирев, 2001].

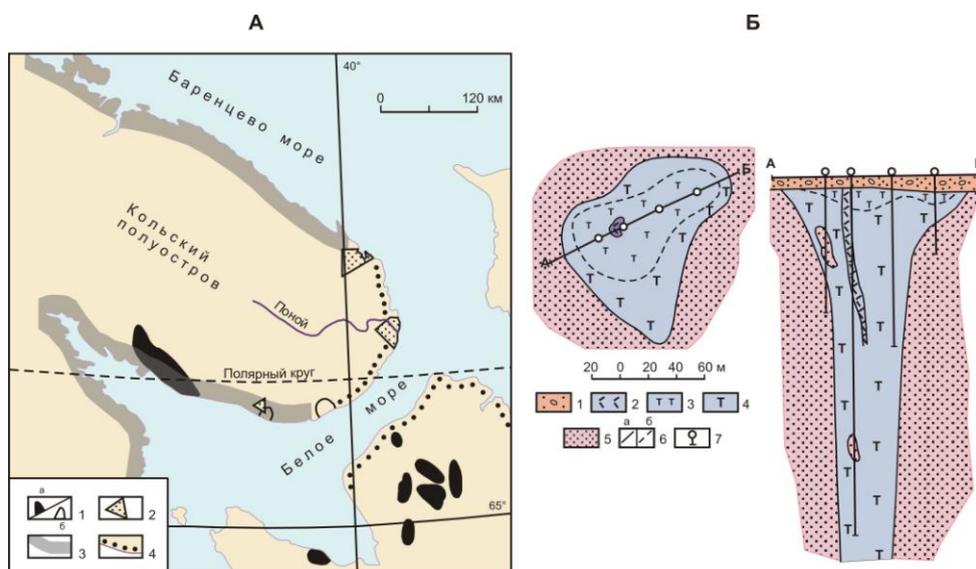


Рис. 57. Схема распространения полей алмазоносных и потенциально алмазоносных интрузивных образований в северо-восточной части Балтийского щита и прилегающей к нему плиты (А) и схема геологического строения кимберлитовой трубки «Ермаковская 7» из Ермаковского поля на Кольском полуострове (Б).

А: 1 - поля кимберлитов и родственных пород установленные (а) и предполагаемые (б), по И.В. Полякову и М.М. Калинкину [1993]; 2 - поля предполагаемого развития рифейско-палеозойского магматизма, по О.Г. Сорохтину, Ф.П. Митрофанову и Н.О. Сорохтину [1996]. Морские побережья: 3 - поднимающиеся; 4 - относительно стабильные.

Б: приводится по М.М. Калинкину, А.А. Арзамасцеву, И.В. Полякову [1993]: 1 – четвертичные отложения; кимберлиты: 2 – оливин-тетраферрифлогопитовые; 3 – оливин-флогопитовые, мелкозернистые кратерной фации; 4 – оливин-флогопитовые, среднезернистые жерловой фации; 5 – вмещающие песчаники; 6 – границы пород разновозрастных (а), фациальные (б); 7 – скважины.

Более обоснованная оценка перспектив всей территории Кольского полуострова на алмазоносные трубки содержится в работе М. И. Дубровского [2004]. По результатам анализа результатов экспериментального и теоретического моделирования этот автор заключил, что алмазоносные орендиты, лампроиты и кимберлиты образуются только при наличии кровли пластичных пород. При отсутствии покрывки первичные магмы теряют CO_2 , после чего формируются другие породы, такие как фойдные пикриты, мелилит - фойдные пикриты, мелилитовые пикриты или оливиновые мелилититы. Поэтому в Кольском регионе перспективны на алмазоносные трубки только области развития

терских песчаников. К сожалению последние отсутствуют как в центральной части полуострова, так и на большей части Терского побережья Белого моря, включая почти полностью территории всех четырех выделенных разными авторами полей: Мокеевского, Пялицкого, Пулоньгского и Снежницкого. Сам факт приуроченности диатрем к покрышкам кристаллических пород стал широко известен благодаря работе Д. Доусона [1983].

В последние годы появилась работа, авторы которой допускают возможность рассмотрения «водораздельных галечников» гряды Дальние Кейвы на юго-востоке Кольского полуострова в качестве потенциально алмазонасных пород типа вишеритов [Терехов, Балугев, Зыков 2011]. Из публикаций [Чайковский, Коротченкова, 2012 и др.] известно, что вишериты представляют собой интрузивные пирокластиты и сопоставление с ними должно сопровождаться результатами изучения вещественного состава сопоставляемых образований, чего Е.Н. Терехов с соавторами не сделали.

Кимберлитовые трубки с промышленной алмазонасностью в настоящее время выявлены на Зимнем берегу Белого моря в Архангельской области. Поскольку продукты разрушения этих трубок могли в каком-то количестве поступать в котловину Белого моря, ниже приведена краткая характеристика алмазонасной провинции, основанная на материалах работы [Богатиков и др., 1999]. Магматические объекты в этой провинции образуют несколько полей, расположение которых приведено на рис. 58. Промышленно-алмазонасные кимберлитовые трубки сосредоточены преимущественно в пределах Золотицкого поля, лишь трубка им. В. Гриба находится в Верхотинском поле.

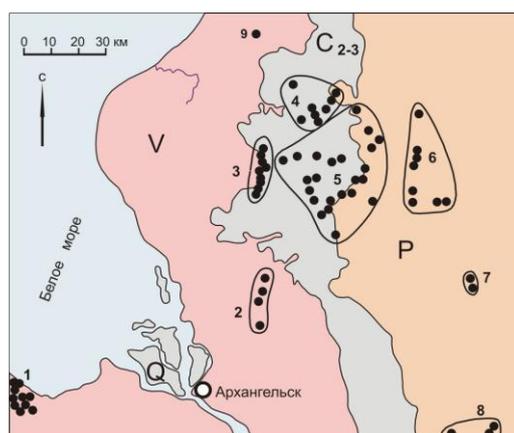


Рис. 58. Карта – схема размещения объектов магматизма Архангельской алмазонасной провинции (приведена по: [Богатиков и др., 1999]). Маленькими черными кружками показаны объекты кимберлитового, мелилитового и базальтового магматизма.

Поля магматизма: 1 – Нёнокское (Онежский п-ов); 2 – Ижмозерское; 3 – Золотицкое; 4 – Верхотинское; 5 – Кепинское; 6 – Турьинское; 7 – Полтинское; 8 – Пинежское; 9 – Мельское.

Возраст трубок, судя по остаткам флоры и фауны, составляет примерно 380-360 млн. лет (поздний девон-ранний карбон). Датирование калий-аргоновым методом кимберлита трубки им. Ломоносова дало приближённую оценку возраста в 355 млн. лет. Размещение, форма и строение трубок Золотицкого поля показаны на рис 59. Все трубки провинции прорывают слабо литифицированные отложения вендского возраста. Перекрыты они каменноугольными, пермскими и/или только четвертичными отложениями. Непосредственно под покрывкой трубки слагают породы кратерной (туфопесчаники, туфоалевриты, туфобрекчии и песчанистые туфы) или жерловой (туффизитовые брекчии) фаций. Каменноугольная система представлена средним и верхним отделами. В основании залегают терригенные осадки урзугской свиты мощностью до 50-55 м. Вверх по

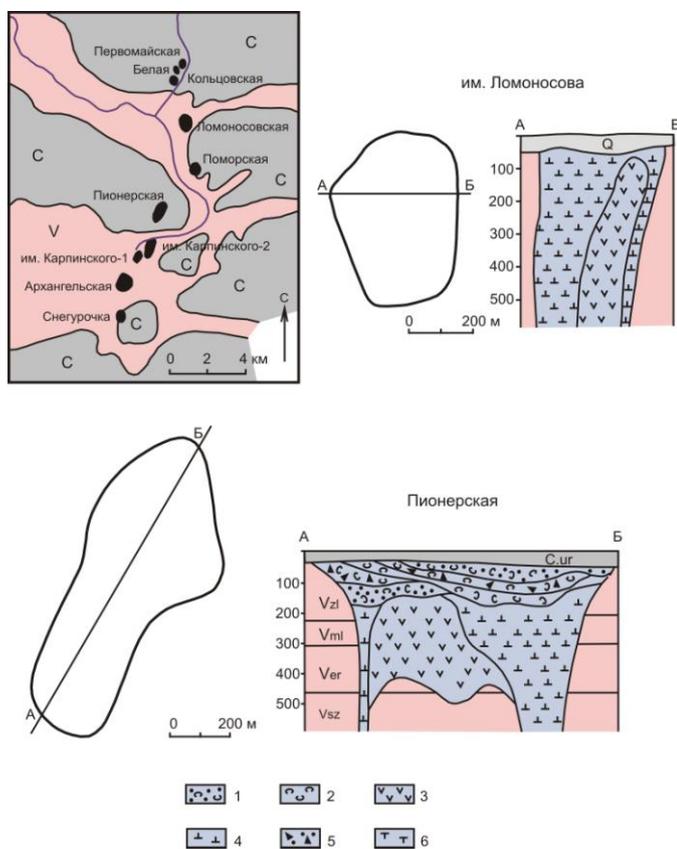
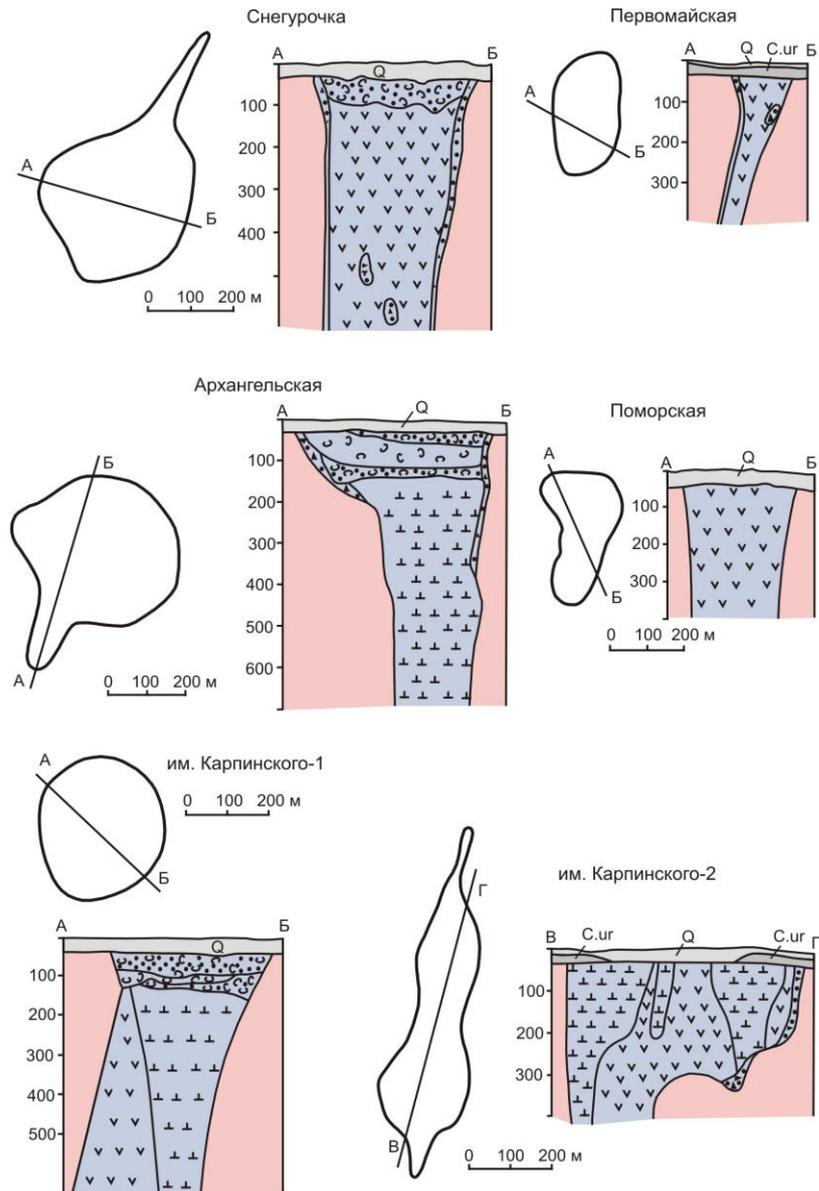


Рис. 59. Схема размещения, форма и внутреннее строение трубок Золотицкого поля (приведена по: [Богатилов и др., 1999]).

Кратерная фация: 1 – туфогенно-осадочная толща, преимущественно туфопесчаники с прослоями туфоалевритов и туфобрекчии; 2 – туфогенная толща, преимущественно песчанистые туфы.

Жерловая фация: 3 – литокристаллокластические туффизитовые брекчии (туфо- и ксенотуфобрекчии); 4 – автолитовые туффизитовые брекчии; 5 – брекчии вмещающих пород. Гипабиссальная фация: 6 – массивные порфиоровые породы макрокристаллокластические и афанитовые.

Продолжение рис. 59. Условные обозначения на предыдущей странице.



разрезу они сменяются толщей карбонатных пород подольского, мячковского и кревкинского горизонтов мощностью до 50-60 м. Большинство исследователей отрицательно оценивают перспективы отложений уругской свиты как промежуточного коллектора алмазов, хотя в ней установлены и мелкие кристаллы алмаза и его минералы-спутники. На каменноугольных осадках со стратиграфическим несогласием лежат известняки, доломиты и доломитизированные известняки нижнего отдела перми мощностью до 100 м. Завершается разрез этого отдела гипсами соткинской свиты мощностью до 50 м. Верхнепермские красноцветные песчаники и алевролиты вахтовской свиты уфимского яруса развиты на крайнем востоке района. С конца пермского периода район вследствие поднятия является областью денудации. Венчают разрез отложения ледникового парагенетического ряда, морские, озерные и озерно-аллювиальные осадки четвертичного возраста.

Приведенные материалы о расположении, строении и алмазности кимберлитовых трубок на побережьях Белого моря дают возможность оценить перспективы покрова рыхлых отложений на россыпи алмазов. Они представляются более чем скромными. Ни на одной из трубок не обнаружена кора глубокого химического выветривания, являющаяся непременной составляющей алмазоносных формаций докембрия и фанерозоя [Константиновский, 2003].

Однако, в промежутке между временем формирования диатрем (ориентировочно девонем) и четвертичным периодом в близлежащих районах склонов Балтийского щита в верхнем девоне-нижнем карбоне имело место латеритное выветривание, затем в позднем триасе-ранней юре и на склонах щита и на самом щите происходило каолиновое, а в миоцене-плиоцене гидрослюдистое выветривание пород субстрата [Горелов, 1974; Афанасьев, 1977; Евзеров, Колька, Назаренко, 1993]. Очевидно, районы распространения трубок кимберлитов и родственных им пород в указанные периоды образования кор выветривания поднимались со скоростями, близкими к скорости денудации. Поэтому в их пределах и не встречены коры выветривания или хотя бы их остатки. Несомненно, алмазы вскрывались позднее под воздействием только физического выветривания и, возможно, ледниковой абразии. Объем мобилизованного таким образом обломочного материала не мог быть большим, что при неполном вскрытии алмаза не позволяет говорить о возможности формирования практически значимых россыпей ближнего сноса.

Необходимо, однако, оговориться, что в случае обнаружения на Кольском полуострове крупных коренных месторождений алмазов можно ожидать, что по аналогии с Сибирской платформой [Патык-Кара и др., 1997], лишь к самым богатым из них будут приурочены весьма ограниченные по размерам элювиальные россыпи; такая аналогия вполне правомерна, поскольку на Сибирской платформе во второй половине кайнозоя установился криогенный тип литогенеза, близкий к ледовому типу литогенеза Балтийского щита. В.Т. Подвысоцкий [2000] выделяет на Сибирской платформе шесть эпох россыпеобразования: среднепалеозойскую (D-C₁), позднепалеозойскую (C₂-P₁), раннемезозойскую (T₃-J₁), позднемезозойскую (J₃-K₁), позднемезозойско-раннекайнозойскую (K₂-P) и позднекайнозойскую (N-Q_{IV}). Он отмечает, что для каждой последующей из них все большую роль играли более древние терригенные алмазоносные формации, вследствие чего наиболее богатыми по содержанию полезного компонента и по запасам являются молодые россыпи. Россыпей алмазов, сформированных только за счет коренных источников на платформе практически нет. «Все они относятся к россыпям комбинированного питания, либо являются вторичными. Даже современные россыпи центральной части платформы, формирующиеся за счёт прямого размыва

высокопродуктивных кимберлитов, содержат материал из древних промежуточных коллекторов» [Подвысоцкий, 2000]. Естественно о подобной унаследованности в пределах Балтийского щита не может быть и речи. Рыхлый покров щита, как отмечалось, представлен средне- и позднеплейстоцен-голоценовыми отложениями, сформировавшимися на протяжении последних примерно 300 с небольшим тысяч лет. В силу отмеченных обстоятельств на Балтийском щите целесообразно сконцентрировать усилия в первую очередь на поисках коренных месторождений алмазов [Евзеров, 2001а].

В поздне- и послеледниковое время продукты разрушения кимберлитов в ничтожных количествах переотлагались реками и частично доставлялись в Белое море. В архивных материалах первой половины XVIII века содержатся сведения о находке крупного алмаза на Северной Двине около деревни Орленцы. Кроме того, в аллювии рек найдены зерна пироба. В последние годы кристаллы алмаза обнаружены и на побережье Белого моря в Архангельской области. Однако авторы коллективной монографии об Архангельской алмазоносной провинции в связи с новыми находками алмазов ставят вопрос о необходимости поисков новых коренных источников, а не россыпей [Богатиков и др., 1999]. Вероятно они, как и автор данной работы, полагают, что палеогеографическая обстановка и мезокайнозоя и каменноугольного периода на побережьях Белого моря не способствовала образованию россыпей. Поэтому и урзугская свита карбона не рассматривается как перспективная на россыпи алмазов. Очевидно, не следует обольщаться единичными находками мелких алмазов, поскольку в неоген-четвертичных отложениях различных алмазоносных районов Урала, например, на один ювелирный алмаз приходится от девяти до девяноста одного мелких [Лунев, Осовецкий, Косицина, 1987; Лунев, Осовецкий, 1996]. Кроме того, мелкие алмазы нередко встречаются и в областях, где россыпные месторождения алмазов вообще отсутствуют [Полканов, Головкин, Цымбал, 1987].

Подробные сведения о прибрежно-морских россыпях приведены в разделе 4.3. Однако, поскольку поисковые работы на россыпи алмазов частично велись и в акватории Белого моря, мы сочли целесообразным рассмотреть отдельно направленность осадконакопления в Беломорской котловине. Обобщение материалов по комплексным россыпям побережий Северного, Балтийского и Белого морей [Евзеров, 1987] показало, что образование россыпей в голоцене началось здесь в атлантический период и продолжается вплоть до настоящего времени. Отчетливо выделяются две группы россыпей. К первой отнесены россыпи, образование которых происходило в условиях устойчивого воздымания прибрежных областей (побережья Эстонии, Латвии, Литвы и большей части Кольского полуострова) а ко второй – возникающие на побережьях,

которые поднимались в долиториновый этап новейших движений, а затем начали опускаться (побережья Германии и Польши).

Морские россыпи пока еще не обнаружены на тектонически стабильных побережьях, хотя возможности для их образования, на наш взгляд, имеются. Примером может служить крайний восток Кольского полуострова, не испытывавший ни поднятий, ни опусканий на протяжении конца плейстоцена и всего голоцена. В примыкающие к нему районы Горла и Воронки Белого моря на протяжении указанного отрезка времени поставлялось весьма ограниченное количество обломочного материала, который вследствие тектонической стабильности территорий многократно переотлагался. При этом продукты переотложения с течением времени должны были все больше и больше обогащаться абразивно устойчивыми минералами. Сделанное предположение подтверждают материалы изучения литоральных и донных отложений Восточного Мурмана, Воронки и Горла Белого моря, содержащиеся в статье Т.В. Яковлевой [1979]. К сожалению, в ходе исследований определялся минеральный состав не всего осадка, а только его крупноалевритовой, реже тонкопесчаной составляющей. Однако и по этим результатам, приведенным в сокращенном виде в таблице 24, отчетливо прослеживается

Таблица 24

Минеральный состав донных отложений Восточного Мурмана, Воронки и Горла Белого моря

Районы	Минералы и их содержания в весовых %							
	Легкая фракция				Тяжелая фракция			
	Кварц	Полевые шпаты	Кальцит	Прочие	Гранат	Роговая обманка	Эпидот	Прочие
Литораль Восточного Мурмана	25.0	31.5	32.3	11.2	3.2	32.0	26.3	38.5
Восточный Мурман	84.8	13.2	0.9	1.1	18.7	42.9	9.3	29.1
Воронка Белого моря	89.8	8.8	0.2	1.2	28.9	28.6	7.9	34.6
Горло Белого моря	89.7	9.6	-	0.7	24.3	37.2	5.7	32.8

Примечание. Содержания конкретных минералов заимствованы из таблиц 1 и 10 статьи Т.В. Яковлевой [1979]; содержания прочих минералов вычислены как разность между 100% и суммой содержаний минералов, помещенных в данной таблице.

следующая тенденция. Содержание абразивно устойчивых кварца и граната возрастает вместе с сокращением менее стойких полевых шпатов, кальцита и эпидота в донных

осадках, по сравнению с литоральными, а также в донных отложениях Воронки и Горла Белого моря, сравнительно с аналогичными осадками Восточного Мурмана.

Изложенный материал определенно указывает на наличие благоприятных условий для формирования морских россыпей абразивно устойчивых минералов в восточной части Кольского региона. Естественно эти условия могли реализоваться только при непрерывном поступлении достаточного количества этих минералов в акваторию Белого моря.

4.4.4. *Apatum*

Вопрос о возможности образования россыпей апатита в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов подняли И.И. Киселёв и Ф.В. Минаков [1984]. Мотивировали они эту возможность высокими содержаниями апатита в рудах и большой мощностью рудных тел, часть из которых вскрыта эрозией: содержание апатита в частично эродированных коренных залежах составляет 40-60%, мощность рудных тел достигает 150-200 м. К юго-западной части ийолит-уртитовой дуги приурочены крупные месторождения: Кукисвумчоррское, Юкспорское и Расвумчоррское, к юго-восточной – Коашвинское и Эвеслогчоррское, а в её северо-западной части располагается Партомчоррское месторождение. Упомянутые авторы оценили масштабы эродированности рудных тел (таблица 25) и изучили керны скважин, пройденных в депрессии оз. Большой Вудъявр.

Таблица 25

Оценка величины эродированных рудных тел

Участок	Руда (млн. т)	Апатит (млн. т)
Долина р. Саамской	350	150-180
Долина р. Ворткеуай	200	100-120
Долина р. Гакмана	100	40-60
Апатитовый Цирк	450	180-200
Долина р. Рассвумйок	150	70-90
Всего	1250	540-650

В кернах под четвертичными отложениями обнаружены конгломераты (максимальной мощностью в 45 м в осевых частях долин) из обломков местных пород массива с прослоями песчаников мощностью в несколько метров, содержащими 8% апатита. Эти конгломераты отнесены И.И. Киселёвым и Ф.В. Минаковым к плиоцену и рассматриваются как возрастной аналог ранее выделенных в Хибинах А.В. Сидоренко и А.В. Галаховым [1957] доледниковых континентальных отложений и как наиболее перспективные на россыпи в переуглубленных участках дна долин. К числу благоприятных для локализации россыпей отнесены депрессии, в которые открываются

долины с обнажающимися в бортах крупными залежами апатита (рис. 60), а именно: депрессия оз. Большой Вудъявр на юго-западе, долины рек Вуоннемюк на юго-востоке и Тулийок с оз. Гольцовым на севере.

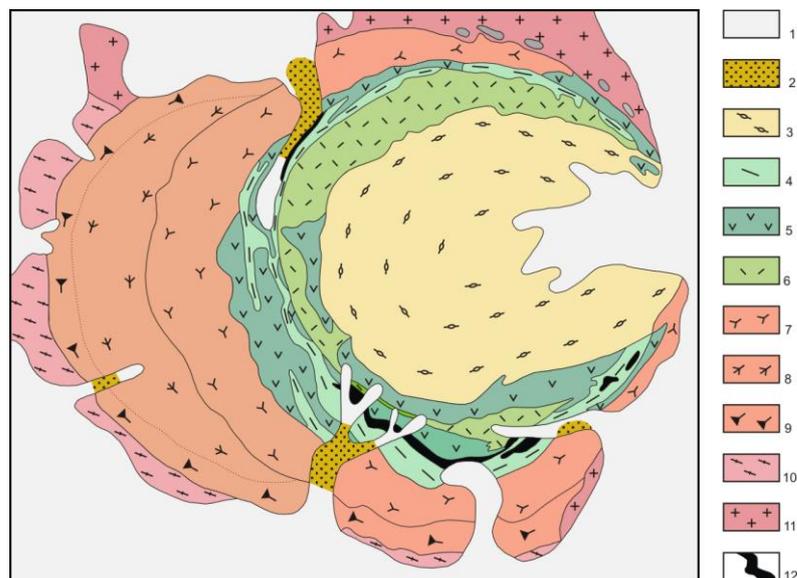


Рис. 60. Схема геологического строения Хибинского массива (приведена по: [Киселев, Минаков, 1984]).

1 – антропогенные отложения; 2 – неогеновые конгломераты и песчаники; 3 – фойяиты; 4 – ийоилит-уртиты, малиньиты, луйавриты; 5 – рисчорриты; 6 – лявочорриты; 7 – хибиниты трахитоидные; 8 – хибиниты грубозернистые трахитоидные; 9 – хибиниты массивные; 10 – эффузивно-осадочные породы серии имандра-варзуга; 11 – гнейсы и гранито-гнейсы кольской серии архея; 12 – апатито-нефелиновые руды.

Следует сразу же отметить ряд обстоятельств, важных для корректного рассмотрения вопроса о перспективности россыпей апатита. Прежде всего, приведенные масштабы эродированного материала должны быть отнесены ко всему периоду становления горного сооружения Хибин, то есть более чем к 30 млн. лет, – продолжительности всего неотектонического этапа образования рельефа по оценке многих исследователей. Причем И.И. Киселёв и Ф.В. Минаков [1984] сами полагают, что ещё до неогена основная масса рыхлого материала была вынесена за пределы Хибинских гор. Очень важным представляется указание А.В. Сидоренко и А.В. Галахова [1957] о том, что все обломки в доледниковых отложениях имеют свежий облик, наблюдается лишь частичное выветривание нефелина. Не отмечены следы выветривания и при изучении конгломератов И.И. Киселёвым и Ф.В. Минаковым, подчеркнуто только, что в обломках встречены нефелиновые сиениты из близлежащих окрестностей Хибинской интрузии. Показательно, что обломки апатитовой руды ими не обнаружены, а апатит установлен в

шлифе песчаника в количестве, как отмечалось, 8%. Эти материалы позволяют допустить лишь частичное вскрытие апатита. Плотность апатита $3.12 - 3.43 \text{ г/см}^3$ немногим выше плотности минералов лёгкой фракции, вследствие чего концентраты этого минерала при благоприятных обстоятельствах могут возникнуть только на побережьях крупных водных бассейнов. Таких водоёмов по имеющимся материалам в неогене не было внутри Хибин.

В миоцене-плиоцене, очевидно, происходило смешение продуктов разрушения пород и руд, в результате которого содержание апатита, характерное для руд, могло только сокращаться. Масштаб сокращения может быть грубо оценен посредством сравнения объёмов эродированных руд и вмещающих их пород. С севера в котловину оз. Большой Вудъявр открываются долины рек Вудъяврйок с притоками и Саамской с притоками Ворткеуай и Юкспорйок, в который, в свою очередь, впадает р. Гакмана. Поставщиками апатита в указанную котловину являлись реки Саамская, Ворткеуай, Гакмана, а также Апатитовый Цирк. Суммарное количество эродированной руды в них составляет 1100 млн. т (таблица 25), тогда как общий объём эродированного материала при выработке долин указанных рек и цирка составил, по нашим подсчётам, 9950 млн. т. Из сравнения приведенных суммарных оценок следует, что содержание апатита в смеси обломочного материала должно уменьшиться примерно в девять раз. На самом же деле это уменьшение составит значительно большую величину (порядка 20 раз), так как в оз. Большой Вудъявр поставляла обломочный материал ещё и р. Юкспорйок с притоками, объём эродированного материала при выработке долин которых, достигает 12500 млн. т. В долине Расвумйок общий объём эродированного материала составляет 2600 млн. т, превышая объём рудного материала (см. таблицу 25) немногим более чем в 17 раз. Если принять в расчёт даже максимальное из приведённых содержаний апатита в руде (60%), то итоговое содержание апатита в смеси составит около 3%.

Обстановка четвертичного периода также была крайне неблагоприятна для образования россыпей апатита внутри Хибин. В начальную стадию каждого из покровных оледенений в Хибинском горном сооружении по мере приближения покрова льда развивались горные ледники [Ramsay, 1898], которые выходили на предгорную равнину и в конечном итоге ассимилировались ледниковыми покровами. При отступлении края активного льда покровного ледника к западу, за пределы Хибин, в горах продолжали функционировать горные ледники. Эти горные ледники ассимилировали и перемешивали весь обломочный материал, подготовленный выветриванием в безлёдные промежутки времени четвертичного периода, и частично выносили его за пределы гор. Попавший в покровные ледники обломки нефелиновых сиенитов и слагающих их минералов разносились на значительные расстояния, достигая полуострова Канин Нос и

Архангельской области (см. рис. 10). Таким образом, условий для концентрирования апатита в четвертичное время не было. Также считали И.И. Киселёв и Ф.В. Минаков [1984].

Глава 5

Органогенные полезные ископаемые

Органогенные полезные ископаемые широко распространены в северо-восточной части Балтийского щита. Это, прежде всего, сапропели и торфяники, представляющие значительный интерес для развития и промышленности и сельского хозяйства. Однако в настоящее время они практически не используются. На существенно более ограниченных площадях встречается ракуша, которая могла бы найти применение при откорме птиц. Речной жемчуг, добывавшийся ранее в регионе, уже не может рассматриваться как полезное ископаемое, поскольку жемчужницы внесены в красную книгу.

5.1. Месторождения сапропелей

Семейство сапропелей, как мы покажем далее, довольно разнообразно. Однако опойсковывался и разведывался только диатомит, несколько десятков месторождений которого, сформировавшихся в голоцене, обнаружено в Мурманской области. Некоторые из них до недавнего времени активно разрабатывались. Расшифровка условий образования сапропелей на протяжении голоцена является задачей данного подраздела. Её решение имеет и научное и прикладное значение, поскольку, во-первых, условия накопления диатомита и прочих сапропелей до конца не выяснены и, во-вторых, реконструкция этих условий позволит разработать поисковые признаки не только месторождений диатомита, области применения которого показаны на рис. 61, но и других видов сапропелей, которые тоже являются полезными ископаемыми (удобрения, кормовые добавки, лечебные грязи и др.).

В научной литературе и в производственных отчетах иногда диатомиты и сапропели (гиттии) рассматриваются как самостоятельные природные образования. Вместе с тем в авторитетных справочных изданиях [Геологический словарь, 1978б, с. 198; Горная энциклопедия, 1989] к сапропелям относятся органоминеральные осадки озер, включая диатомиты, содержащие более 15% органического материала. Граница эта, конечно же, условная, но принята она по вполне резонным причинам. Во-первых, при таком содержании органики осадки становятся непохожими на подстилающие их пески, глины или мергели, и, во-вторых, указанная граница содержания органического вещества отвечает периодам радикальной смены условий существования водоёмов, например, смене влажных климатических периодов засушливыми [Кордэ, 1960]. Наиболее

современная классификация месторождений сапропелей предложена А.А. Гонцовым [1997]. В ней выделены три генетических типа: биогенный, кластогенный и смешанный.



Рис. 61. Области применения диатомита (по: Матковский, Яруллин, 2011).

Каждый из них включает по два класса. В биогенном типе к органическому классу отнесены пять видов: протококковый, цианофициный, смешанно-водорослевый, торфянистый и зоогеново-водорослевый и к кремнистому классу – один вид – диатомовый. Кластогенный тип подразделен на органо - силикатный класс с четырьмя видами: органо-песчаным, диатомово-песчаным, органо-глинистым и диатомово-глинистым и силикатный класс с видами песчаным и глинистым. В смешанном типе карбонатный класс содержит три вида: органо-известковистый, глинисто-известковистый и известковистый, а железистый класс – органо-железистый, известково-железистый, лимонитовый и сульфидный виды. Приведенная классификация нуждается в модернизации. Прежде всего, генетическим типом являются озерные отложения, а не принадлежащие к этому типу сапропели. И далее. Выделив виды сапропелей, следующие ступени иерархической лестницы в соответствии с классификациями органического мира рациональнее именовать родами и семейством. Наконец, без ущерба для содержания классификации можно несколько сократить количество видов. Вместе с тем есть необходимость выделения осадков диатомово-углеродистого вида, поскольку в природе широко распространены смеси створок диатомовых водорослей с прочими органическими остатками в различных соотношениях. Углеродистый в данном контексте, отражая состав

осадков всех видов, принадлежащих к органогенному роду, кроме диатомового, заменяет их перечисление. Авторский вариант классификации приведен на рис. 62.

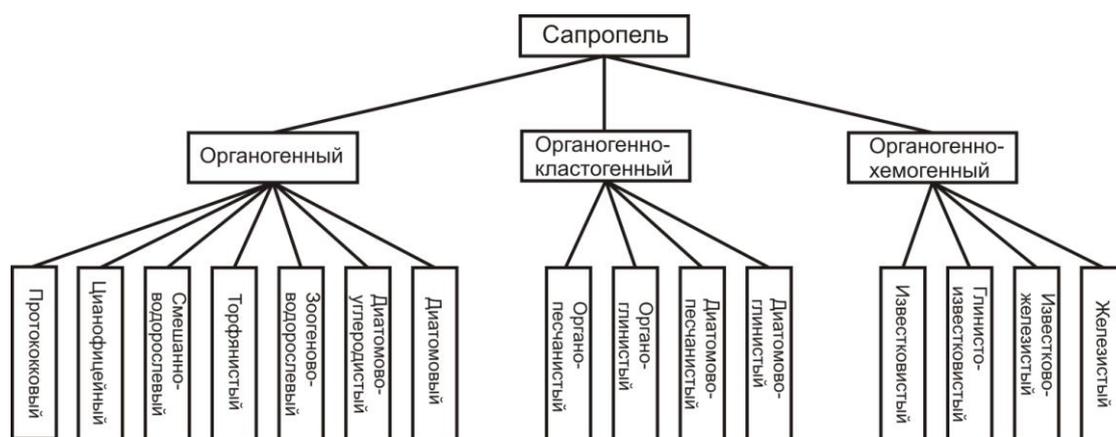


Рис. 62. Классификация месторождений сапрпелей.

Как видим, в обеих классификациях диатомит является всего лишь одним из многих видов сапрпелей и еще в двух видах образует смеси с терригенным материалом. Согласно Геологическому словарю [1978а], диатомит представляет собой землисто-рыхлую или сцементированную кремнистую (опаловую) порода, состоящую более чем на 50% из панцирей диатомей и содержащую до 70-98% растворимого кремнезема. Он обладает большой пористостью, малым объемным весом, адсорбционными и теплоизоляционными свойствами. Уместно отметить, что на диатомовые водоросли приходится более 95% участвующего в биогенно-минеральном круговороте кремния [Матковский, Яруллин, 2011].

Диатомит находит применение в качестве наполнителя в резиновой, бумажной и пищевой промышленности, а также в производстве строительных материалов. Более подробные сведения о возможных сферах применения сапрпелей и о требованиях промышленности к качеству сырья имеются в работах [Гонцов, 1997; Дистанов, 1976]. Судя по положению диатомита в классификации сапрпелей, для его формирования нужны специфические условия.

5.1.1. Условия формирования диатомита

Наличие превосходных обобщающих работ, посвященных поведению SiO_2 и органического углерода в зоне гипергенеза [Наливкин, 1956; Страхов, 1960б, 1962; Россолимио, 1971], значительно облегчает расшифровку условий, в которых формируются диатомиты и прочие сапрпели. Определенно установлено следующее. Кремнезем в водах транзитных артерий и конечных водоёмов стока содержится в количествах недостаточных для его химического осаждения. Накопленный в донных осадках кремнезем образуется посредством его биологического извлечения фитопланктоном – диатомовыми водорослями

в пресноводных водоёмах или радиоляриями в водоёмах морских, преимущественно в высоких широтах. Наличие биогенных элементов (N, P, Fe, Mn, SiO₂ и др.) в воде безусловно имеет значение для развития фитопланктона. Однако диатомиты формируются и в олиготрофных, и в мезотрофных, и в эвтрофных водоёмах. Об этом свидетельствует, например, изучение залежи межледникового диатомита в районе Люнебургской пустоши примерно в 50 км южнее Гамбурга [Behre, 1962]. Только в предельно олиготрофных озерах диатомит не образуется. Совершенно обязательным для его накопления является присутствие кремнезема в воде. Низкая температура воды благоприятствует массовому росту диатомей и одновременно тормозит развитие бактерий. В сложении диатомита принимают участие многочисленные виды диатомовых водорослей как планктонных, так нередко и бентосных. Вода озера должна быть достаточно прозрачной, чтобы осуществлялся фотосинтез, и мало подвижной в местах накопления диатомита, поскольку вследствие малого размера створок диатомовых водорослей их отложение имеет место в тех же условиях, что и тонких алевритовых частиц. Для образования диатомита необходим также малый принос терригенного материала в водоём [Наливкин, 1956; Страхов, 1960б, 1962]. Н.М. Страхов [1962] справедливо отметил, что за биологическими причинами концентрирования SiO₂ в высоких широтах, по крайней мере, отчасти, стоит и физико-химическая основа: возрастание растворимости SiO₂ по мере увеличения температуры вод. Предполагается, что высокий уровень окислительных условий освобождает диатомовые отложения от органических разбавителей [Россолимо, 1971]. Растворимость кислорода уменьшается по мере увеличения температуры [Хатчинсон, 1969]. При полном покое водных масс озера проникновение в них кислорода за счет диффузии осуществляется очень медленно. В димиктических озерах, циркуляция в которых имеет место дважды в год весной и осенью, кислород поставляется в глубокие слои озера более холодными и плотными поверхностными водами.

Что касается органического вещества, то по заключению Н.М. Страхова с соавторами [Страхов и др., 1954; Страхов, 1962] лишь весьма мелководные бассейны способны получать много неразложенного органического вещества из планктона, количество которого уменьшается по мере увеличения глубины водоёма. При глубине озера более 10 м фитопланктон поступает на дно практически полностью разложенным. Однако это заключение справедливо только при условии содержания в воде кислорода в количестве достаточном для разложения органики и регулярном его поступлении. Помимо планктона органическое вещество в конечные водоёмы стока поставляют водные артерии.

В Кольском регионе большое количество выпадающих осадков и малое испарение

определили наличие хорошо развитой гидрографической сети и значительного количества озер, что отчетливо видно на рис. 63. Регион по насыщенности озерами на единицу площади речных водосборов в два с половиной раза превосходит Карелию, классическую область озер [Богданов, 1964].

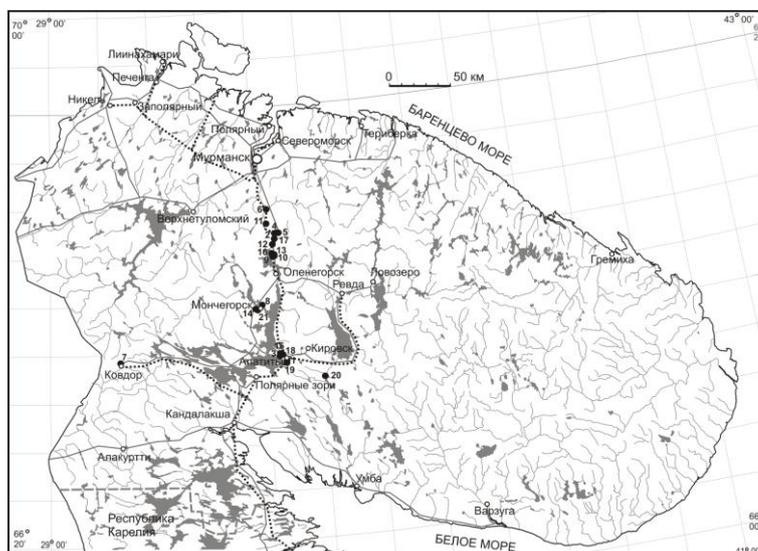


Рис. 63. Схема гидрографической сети Мурманской области.

Примечание. Пунктиром показаны железные дороги, сплошной линией – основные шоссейные дороги, черными кружками с номерами – разведанные месторождения диатомита, точные адреса которых под теми же номерами приведены в подписи к рис. 64.

В геологическом отношении территория региона представляет собой часть Балтийского щита. В его пределах широко распространены кристаллические силикатные породы, и очень небольшие площади заняты породами карбонатными. Перекрывающие их рыхлые образования, преимущественно четвертичного возраста, по составу незначительно отличаются от состава подстилающих и близлежащих коренных пород. На протяжении всех межледниковий и межстадиалов, в том числе и интересующего нас голоцена, в Кольском регионе как кристаллические, так и рыхлые породы изменялись под влиянием в основном морозного и физико-химического выветривания. В гораздо меньшей степени проявлялось выветривание химическое, ограничиваясь разложением наиболее неустойчивых минералов. Этот процесс отчетливо проявился в пределах массивов щелочных пород – Хибинских и Ловозерских тундрах. Там образовавшиеся при выветривании нефелина и содалита оксиды кремния и алюминия перемещаются либо гравитационными водами, либо трещинными и грунтовыми водами. В первом случае происходит, например, цементация ледниковых отложений аллофаном, опалом и, возможно, гипсом, а во втором – имеет место цементация пролювиальных, флювиогляциальных и современных дельтовых отложений в отдельных участках,

тяготеющих к руслам действовавших или действующих водотоков [Арманд, Евзеров, 1964]. Опал и аллофан образуются и непосредственно на коренных породах [Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Яковенчук и др., 1999]. Во всех приведенных примерах происходит насыщение воды SiO_2 по двум причинам. Для трещинных вод в массивах щелочных пород характерны сравнительно высокие значения pH, при которых растворимость SiO_2 весьма значительна [Okamoto, Okura, Goto, 1957], тогда как pH поверхностных вод и, соответственно, растворимость SiO_2 существенно ниже. При смешении трещинных вод с поверхностными водами происходит снижение pH, что и приводит к химическому осаждению SiO_2 . Что же касается выпадения опала и аллофана из гравитационных вод, то оно, вероятно, обязано испарению. Как следует из изложенного, насыщенная SiO_2 вода перемещалась на небольшие расстояния. В целом же ручьи и реки Ловозерского и Хибинского щелочных массивов являются транзитными каналами, доставляющими SiO_2 и другие элементы в конечные водоёмы стока, поскольку все элементы в их водах присутствуют в количествах далёких от насыщения.

Наиболее глубоко состав силикатных кристаллических пород практически повсеместно изменялся и изменяется в процессе почвообразования. В регионе развиты, главным образом, Al-Fe-гумусовые подзолы, сформировавшиеся на песчаных породах разного происхождения. Направление и интенсивность почвообразовательных процессов определяют гумусовые кислоты, представляющие собой совокупность гуминовых и фульвокислот в различных соотношениях [Переверзев, 2004].

В подзолистом горизонте почв происходит гидролиз всех темноцветных минералов, сохраняются только кварц и полевые шпаты. Вынос из почвы элементов внутрипочвенным гравитационным потоком влаги зависит от интенсивности ее промачивания, то есть от количества воды, проходящей через почвенную толщу, и концентрации в ней элементов. Сведения о выносе из почвы элементов, обнаруженных в лизиметрических водах, приведены в таблице 26.

Таблица 26

Вынос элементов из почвы по [Переверзев, 1993]

Почва	Содержание элементов в лизиметрических водах, мг/л								pH
	Si	Al	Ca	Mg	N аммонийн.	N нитратн.	C орг.	S	
Слабо окультуренная	3.2-4.7	0.8-1.5	24-71	9-41	0.4-0.19	1-69	5-24	32-109	6.6-6.8
Хорошо окультуренная	3.4-6.9	1.2-1.8	29-121	8-56	0.03-0.28	1-107	8-23	18-107	6.3-6.7

Примечание. В таблице приведены пределы колебаний средних содержаний элементов и pH за 5 месяцев (май, июнь, август, сентябрь, октябрь) 1974 г и 4 месяца (май, июнь, сентябрь, октябрь) 1975 г.

Анализ таблицы показывает, что присутствие растений существенно снижает вынос большинства элементов. Особенно сильно это проявляется в отношении элементов - биофилов (азота, калия, кальция и магния), концентрация которых в лизиметрических водах в большой степени зависит от наличия или отсутствия растений.

В. Н. Переверзевым [1993] установлено экспериментально, что вынос азота (нитратная форма), кальция, серы, магния, калия, натрия за год достигает десятков и сотен килограммов с 1 гектара, тогда как вынос кремния составляет 3-29 кг/га, алюминия – 1-6 кг/га, а аммонийного азота – всего лишь 0-0,3 кг/га. Низкой миграционной способностью обладают также фосфор и железо, вынос которых из почвы за год составляет значительно меньше 1 кг/га. Наиболее интенсивный вынос элементов из почвы наблюдается ранней весной. Летом он сокращается как в связи с уменьшением увлажнения почвы, так и вследствие поглощения биофильных элементов растительностью, а осенью снова возрастает в связи с увеличением количества атмосферных осадков.

Перечисленные элементы при формировании почв, как правило, попадают в грунтовые воды, причем в количествах существенно меньших их растворимости. Свидетельством этого является отсутствие хемогенных осадков практически всех элементов и в путях миграции и в конечных водоёмах стока. Единственным исключением является кальций, скопления которого в виде озерного мергеля, образовавшегося путем химической садки CaCO_3 , обнаружены в озерах, расположенных в области распространения карбонатных пород, например, в районе Известкового завода к югу от Хибин [Арманд, 1964]. Следует отметить, что интенсивность выноса органики и минеральных окислов из почв зависит от характера ландшафта. Наибольшая она в северотаежном ландшафте, ослабевает в лесотундровом и тундровом ландшафтах и становится совсем слабой в горном ландшафте [Великорецкая, 1974]. Суммируя изложенное, можно заключить, что гидрохимическая обстановка в рассматриваемом регионе благоприятна для образования скоплений диатомовых водорослей в озерных водоёмах.

5.1.2. Месторождения диатомита, возраст и модель образования

Первые сведения о диатомитах региона получены в 1930-1932 гг. Кольской экспедицией АН СССР, организованной Геоморфологическим институтом под руководством А.А. Григорьева. Отрядами Н.В. Полонского и С.Ф. Егорова было обнаружено 95 проявлений диатомита [Полонский, 1934]. Подводя предварительные итоги работ, А.А. Григорьев констатировал, что водоёмы, содержащие диатомиты, обычно отличаются большой прозрачностью воды, наличием некоторого количества свободной углекислоты в агрессивном состоянии, незначительным содержанием

свободного кальция, обилием растворенной в воде кремнекислоты и растворимых соединений фосфора в районе выходов щелочных массивов [Григорьев, 1934]. Сотрудники Кольской экспедиции установили также, что благоприятными для накопления диатомита являются озерные ванны с многочисленными более или менее замкнутыми бухтами, защищенными от течений. Детальные микроскопические исследования позволили В.С. Порецкому с соавторами [1934] выделить два типа диатомитов. В типе I доминируют представители родов *Fragilaria* и *Melosira* (*Aulacoseira*), обитающие в толще воды и в зарослях прибрежной растительности. Тип II образуют диатомеи родов *Anomoeoneis*, *Frustulia*, *Tabellaria*, *Eunotia*, среди которых преобладают бентические виды, встречающиеся в обрастаниях макрофитов, на влажных камнях и на дне водоёмов.

Позднее часть из проявлений диатомита была разведана. В отчётном балансе запасов на 1 января 1972 г. в Мурманской области числится 20 месторождений диатомита, одно из которых объединяет два вполне самостоятельных месторождения (см. примечание к рис. 64), с суммарными балансовыми запасами категорий А+В+С₁ 20070 тыс. м³, категории С₂ 13044 тыс. м³ и забалансовыми запасами в 686 тыс. м³ [Романишко и др., 1973]. Расположение 21 разведанного месторождения показано на рис. 63. Как видим, практически все месторождения расположены в непосредственной близости к железной дороге или к шоссейным дорогам, и огромные пространства региона остались не охваченными поисковыми работами. Правда в разные годы опоисковано еще 14 мелких проявлений с оценкой запасов диатомита по категориям С₁ и С₂. Запасы по трем из них, составившие от 254 до 449 тыс. м³, в 1933 г. были приняты территориальной комиссией по запасам. В объяснительной записке к обзорной карте месторождений строительных материалов Мурманской области масштаба 1:1000000 [Романишко и др., 1973] содержатся сведения о мощностях залежей диатомитов, отраженных на рисунке 64. Кроме того, в ней приведены данные о мощностях толщи воды над каждой из залежей. В совокупности эти материалы позволяют примерно оценить глубины озер, в которых сформировались месторождения. Приближенные расчеты показывают, что глубины шести озер составляли около 4 м, десяти – от 7 до 11 м и трех достигали 12-14 м.

Диатомиты обычно залегают на песчано-гравийно-галечных и песчаных отложениях, реже глинах. В месторождениях 1 и 18 под диатомитами, помимо терригенных осадков, обнаружены торфяно-илистые отложения или торф, а в месторождении 13 – сапропель (в терминологии принятой в справочных руководствах это органогенные отложения, отличные от диатомита). Толщи диатомита перекрыты водой или торфом и в сыром виде содержат от 52,29 до 93,1% SiO₂ [Романишко и др., 1973].

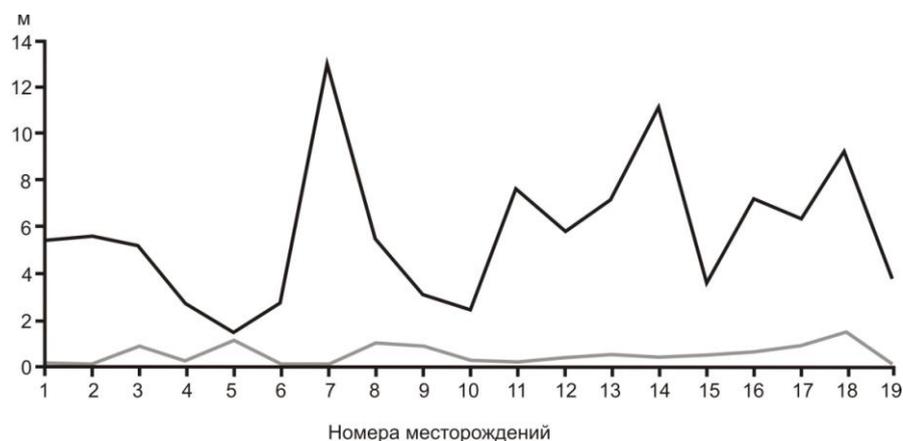


Рис. 64. - Максимальная (черное) и минимальная (серое) мощности залежей диатомита, разведанных в Мурманской области.

Месторождения: 1 – залив Тик-губа в 2 км к югу от железнодорожной (ж.-д.) станции Апатиты; 2 – оз. Малое Пулозеро в 200 м от ж.-д. станции Тайбола; 3 – оз. Безымянное 700 м от берега оз. Имандра, в 10 км от ж.-д. станции Апатиты; 4 – оз. Безымянное 1, 2 км к востоку от ж.-д. станции Тайбола; 5 – оз. Безымянное II, 2 км к востоку от ж.-д. станции Тайбола; 6 – оз. Кицкое, 3 км от ж.-д. станции Лопарская; 7 – оз. Ковдор, 2 км к северо-западу от ж.-д. станции Ковдор; 8 – оз. Лумболка, у г. Мончегорска; 9 – оз. Масельское I, в 1 км на север от ж.-д. станции Лапландия; 10 – оз. Масельское II, в 1-2 км на север-северо-восток от ж.-д. станции Лапландия; 11 – оз. Мурдозеро, южнее ж.-д. станции Кица; 12 – оз. Собачье II в 0,5 км к северо-востоку от ж.-д. станции Пулозеро; 13 – оз. Спинное, примерно в 1,5 км на север от ж.-д. станции Лапландия; 14 – оз. Травяное в 1 км к северо-западу от оз. Ньюдозеро; 15 – оз. Щучье 1 в 5 км к северо-западу от ж.-д. станции Апатиты; 16 – оз. Щучье 2 в 5 км к северо-западу от ж.-д. станции Лапландия; 17 – оз. Пулозеро, от ж.-д. станции Пулозеро до ж.-д. станции Тайбола; 18 – юго-восточная часть губы Белой озера Сейд-озеро, в 4-4,5 км к северо-западу от ж.-д. станции Апатиты; 19 – Тик-озеро в 6 км к югу от ж.-д. станции Апатиты.

Примечание. Месторождения 4 и 5 в [Романишко и др., 1973] фигурируют как одно месторождение. По месторождениям озер Котельного в 2 км к западу от Известкового завода и Ньюдозера у города Мончегорска (№№ 20 и 21 на рис. 2) имеются данные только о средних мощностях залежей диатомита [Романишко и др., 1973].

Выше мы отмечали, что наиболее глубоко состав силикатных кристаллических пород практически повсеместно изменялся и изменяется в процессе почвообразования, который обеспечивает поступление подавляющей массы биофильных элементов в конечные водоёмы стока. Этот процесс начинается с появлением растительности. Судя по имеющимся материалам [Евзеров, Николаева, 2000; Евзеров, Хомутова, Мёллер, 1997], в

центральной и восточной частях Кольского полуострова отложение органики на дне озер началось в конце аллерёда и в позднем дриасе. Появление здесь растительности в позднем дриасе подтверждено результатами палинологического изучения озерных осадков [Малясова, Ельчанинова, Вишневская, 1974].

Все разведанные месторождения диатомита расположены на территории распространения ледникового покрова в позднем дриасе (весь запад Мурманской области). В её пределах накопление органики в озерах могло начаться только в конце позднего дриаса – голоцене. Комплексное изучение залежей диатомита выполнено на месторождениях озеро Травяное [Малясова, Джиноридзе, 1977] и озеро Ковдор [Евзеров, Каган, Лебедева, 1983]. Первое из них расположено в непосредственной близости к внешней гряде краевого пояса I, образовавшейся в позднем дриасе. Вследствие этого его формирование началось уже в конце позднего дриаса. Второе из упомянутых месторождений находится на 100 с лишним километров западнее, внутри некогда существовавшей ледниковой области, на значительном удалении от края позднедриасового ледникового покрова. Естественно, начало его образования относится к более позднему времени: бореальному периоду. Нельзя исключить возможность обнаружения месторождений диатомита, формирование которых началось и ранее позднего дриаса. На эту мысль наводят результаты изучения диатомитов в озере Сейдозеро, расположенном внутри Ловозерского горного массива. Здесь на глубине порядка 6 м от дна озера установлены кремнистые осадки пребореального периода, тогда как мощность илов в озере превышает 10 м [Малясова, Ельчанинова, Вишневская, 1974; Яковлева, 1974].

Приведенные материалы позволяют подойти к созданию рабочей модели формирования диатомитов. Очевидно, что накопление створок диатомей не лимитируется глубиной озера. Как было показано выше, диатомиты образуются в озерах глубиной от 4 до 14 м, и вряд ли глубина в 14 м является предельной. Часть факторов благоприятствует формированию практически всех органогенных осадков озер. Это, прежде всего, прозрачность воды, присутствие в воде элементов - биофилов и спокойные условия осадконакопления, исключая или сводящие до минимума принос обломочного материала. Препятствует образованию всех без исключения сапропелей обильное поступление в водоём песчаных, алевритовых или глинистых частиц.

Для развития диатомовых водорослей вода должна обязательно содержать кремнекислоту, поскольку диатомеи «строят» свои створки из аморфного кремнезема. Растворимость SiO_2 уменьшается по мере снижения температуры, вследствие чего холодноводные озера предпочтительнее тепловодных для образования диатомитов. И все-

таки этого недостаточно для того, чтобы понять, каким образом происходит обособление диатомитов от прочих органических осадков озер. Необходим какой-то фактор, позволяющий в значительной мере освободиться от органических остатков конкурирующих организмов. Если учесть, что органические остатки всех видов, кроме диатомового, диатомово-песчаного и диатомово-глинистого (см. рис. 62), состоят из органического углерода, становится очевидным, что таким фактором может быть только достаточно высокое и постоянно пополняемое содержание кислорода в воде. Кислород «сжигает» органику, оставляя нетронутыми створки диатомей, которые состоят из аморфного кремнезема. Благоприятные условия для насыщения воды кислородом создаются в водных потоках в связи с динамикой водной среды и в связи с обычно более низкой, чем в озерах, температурой воды в них. Поэтому, формирование диатомитов наиболее успешно должно происходить в проточных озерах. Речь, конечно, не идет об озеровидных расширениях русел рек с их активной гидродинамикой. Озеро, с одной стороны, должно хорошо «вентилироваться», а с другой, иметь обширные участки со спокойной гидродинамикой, в пределах которых могли бы накапливаться панцири диатомовых водорослей, соизмеримые с алевритовыми обломочными частицами. Сапропели со сравнительно низкими содержаниями створок диатомей, встречающиеся в основании залежей диатомитов, видимо, отвечают начальному этапу становления гидросети. Влияние проточности озера на степень обогащения сапропелей створками диатомей подчеркивает Н.В. Кордэ [1960]. По её данным при усилении проточности озера в сапропелях возрастает содержание кремневых створок диатомей. Л.Л. Россолимо [1971] также считает, что высокое содержание кислорода в придонных слоях играет важнейшую роль в образовании диатомитов.

5.1.3. Прочие виды сапропелей

Сапропели всех прочих видов практически не изучались. Весьма ограниченные материалы об их мощности и составе получены при документации кернов осадков, накопившихся в озерных котловинах, которые изолировались от моря в голоцене вследствие гляциоизостатического поднятия континента. Мощность сапропелей изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров. Содержание в них органического углерода, судя по единичным определениям, достигает 41%. Характеризуемые сапропели широко распространены в бессточных озерах, воды которых, очевидно, обеднены кислородом.

5.1.4. Перспективы обнаружения новых месторождений

Зональность озерного осадко - и рудонакопления рассматривалась в работах многих исследователей. Их анализ в совокупности с привлечением собственных

материалов позволил Л.Е. Штеренбергу [1980] составить схему, воспроизведенную с небольшим изменением и дополнением на рис. 65. Анализ схемы показывает, что усиленное или ослабленное кремненакопление (формирование диатомитов) приурочено к территории Балтийского щита, сложенного, как известно, кристаллическими силикатными породами. Прочие же виды сапропелей образуются на территории развития осадочных пород Русской плиты.



Рис. 65. Зональность озерного осадко- и рудонакопления на территории европейской части СССР по [Штеренберг, 1980] с небольшим упрощением и дополнением.

Балтийский щит: 1 – накопление терригенно-обломочного материала; 2 – усиленное кремненакопление (>25% SiO₂ аморфн.); 3 – ослабленное кремненакопление (<25% SiO₂ аморфн.); 4 – ослабленное кремненакопление и развитие торфянистых сапропелей; 5 – площади распространения месторождений диатомита в Карелии по: [Демидов, Шелехова, 2006]. Русская плита: 6 – область развития торфянисто-водорослевых сапропелей и озерно-болотных железомарганцевых руд; 7 – торфянистые и водорослевые сапропели и болотные железистые руды; 8 – сапропели и частично карбонатно-терригенные осадки.

Действительно, в пределах всего Балтийского щита почвообразующие процессы способствуют поступлению в воды озер кремнекислоты и элементов биофилов, необходимых для активного развития популяций диатомовых водорослей. Однако, как отмечалось, обособление и концентрирование створок диатомей с образованием диатомитов возможно только при насыщении воды кислородом и слабой гидродинамике среды осадкообразования. Такие условия соблюдаются не только в Мурманской области,

но и в Карелии, где прогнозные ресурсы диатомитов, несмотря на недостаточную изученность озер, оценены в 300 млн. м³ [Демидов, Шелехова, 2006], то есть они соблюдаются на всей территории Балтийского щита. Это позволяет говорить о достаточной условности границы между кольской и карельской провинциями распространения месторождений диатомитов. Как отмечалось, по насыщенности озерами на единицу площади речных водосборов Мурманская область в два с половиной раза превосходит Карелию. Естественно, прогнозные ресурсы диатомитов области должны значительно превышать таковые Карелии. Выделение Л. Е. Штеренбергом восточной части Кольского полуострова как области ослабленного кремненакопления нуждается в дополнительном обосновании. Действительно, значительная часть её заболочена, но вместе с тем на этой территории расположены и достаточно обширные проточные озера, донные осадки которых не изучались.

В Мурманской области при проведении поисковых работ могут быть обнаружены новые месторождения как диатомитов, так и других видов сапропелей. Поиски диатомитов целесообразно вести в широких котловинах проточных озер, воды которых насыщены кислородом, а широкие озерные ванны предполагают наличие обширных придонных участков с замедленным перемещением вод [Евзеров, 2011]. Как показали исследования сотрудников Кольской экспедиции в 1930-1932 гг., благоприятны для поисков диатомитов также заливы крупных озер, в которые впадают ручьи или реки. Остальные виды сапропелей, пригодные для использования в сельском хозяйстве и медицине, целесообразно искать в бессточных озерах, воды которых обеднены кислородом.

5.2. Торфяные месторождения

Согласно Геологическому словарю [1978б, с. 320-321] торф является горючим полезным ископаемым, относящимся к гумитам. Он представляет собой первую стадию превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь. Торф накапливается в болотах из остатков отмерших растений, которые подвергаются неполному разложению в условиях повышенной влажности и затрудненного доступа воздуха. Главную роль при торфообразовании играют процессы биохимической гумификации, протекающие при участии микроорганизмов. В результате образуется гумус, процентное содержание которого определяет степень разложения торфа, влияющую наряду с флористическим составом на все его важнейшие свойства. Структура торфа волокнообразная при низкой (до 25%) и аморфная при высокой (50-65%) степени разложения; влажность составляет 75-95%. Содержание минеральных примесей в низинных торфах (грунтовое питание) варьирует от 4 до 18%, а в верховых (атмосферное

питание) — от 2 до 4%. Пористость торфа малой степени разложения очень велика (70-80%), тогда как сильно разложившегося — обычно незначительна. Органическая масса торфа содержит примерно 52-62% углерода, 4.5-6.5% водорода, 1-2.9% азота, 31-42% кислорода и 0.1-1.5% серы. Кроме того, в торфе присутствуют сахара.

В мире добывается порядка 20 млн. т торфа, 12 из них в Финляндии и примерно 2 в России [Вешняковская, 2011]. Торф является ценным экологически чистым биотопливом в связи с высоким содержанием углерода и низкими содержаниями серы и других вредных негорючих остатков и примесей. Основным недостатком торфа является более низкая калорийность, чем угля, и высокое содержание влаги (до 65%), затрудняющей его сжигание. В структуре топливных ресурсов России торф занимает второе место после угля (43%). На его долю в пересчете на тонны условного топлива приходится 29%, тогда как его использование не превышает 0.05% [Вешняковская, 2011]. Торф в качестве топлива активно употребляется в таких странах, как Финляндия и Канада.

Торф обладает рядом качеств, делающих его весьма полезным для земледелия. Он богат гумусом, являющимся основой плодородия почвы. Но гумус содержится в торфе в связанном состоянии. Для перевода его в воднорастворимые гуматы торф необходимо подвергнуть обработке тем или иным способом. Гуматы — это не только питание, но и прекрасные стимуляторы роста. Они могут быть использованы также для санации территорий в районах хранения и уничтожения химического оружия, обеззараживания земли от некоторых радионуклеидов и очистки сточных вод от тяжелых металлов. Кроме того, гумус может связывать деградированные почвы, которые выдуваются ветром или размываются водой. Торф является хорошим влагорегулятором, обладает бактерицидными свойствами и способностью к поглощению большого количества газов. В старину верховой сфагновый торф, имеющий пористую структуру, использовался как перевязочное средство. В чистом виде торф применяется для улучшения структуры обрабатываемой почвы, для аккумуляции и длительного удержания влаги в почве, а также для создания среды, способствующей увеличению кислородообменных процессов. В настоящее время, применяя торф как основу, готовят субстрат для растений, культивируемых в теплицах, органические удобрения, подстилки для скота и блоки для выращивания рассады. В Мурманской области торфяники после мелиорирования используются в качестве сельскохозяйственных угодий. При глубокой переработке торфа под действием высоких температур из него получают активный уголь, который применяется в медицине, биохимии и промышленности в качестве абсорбентов, фильтрующих элементов, газопоглотителей и восстановителей металлов.

На крайнем северо-западе России широко распространены залежи торфа. Наиболее древняя из них, сформировавшаяся в период микулинского межледниковья, вскрыта бурением в северных предгорьях Ловозерских тундр [Величкевич и др., 1985]. Масштабы её не выяснены. Остальные залежи приурочены к голоценовым болотам. Заболоченность Мурманской области по данным из разных источников составляет от 26 до 37% [Атлас...,1968; Новиков, Усова, 2000]. В тундровой зоне на долю болот приходится всего 10-20%, тогда как в таёжной зоне – от 20-70% [Елина и др., 2005]. Типизация болот и их распространение на территории Мурманской области показаны на рис. 66. Анализ схемы свидетельствует, что наиболее широко развиты аапа болота, в которых низинный торф по периферии окаймлён торфом верховым. Разрез одного из таких болот приведен на рис. 67.

Реже встречаются бугристые болота, еще реже верховые сфагновые и крайне редко – низинные травяные болота. Бугристые болота локализованы в тундре и лесотундре. Их

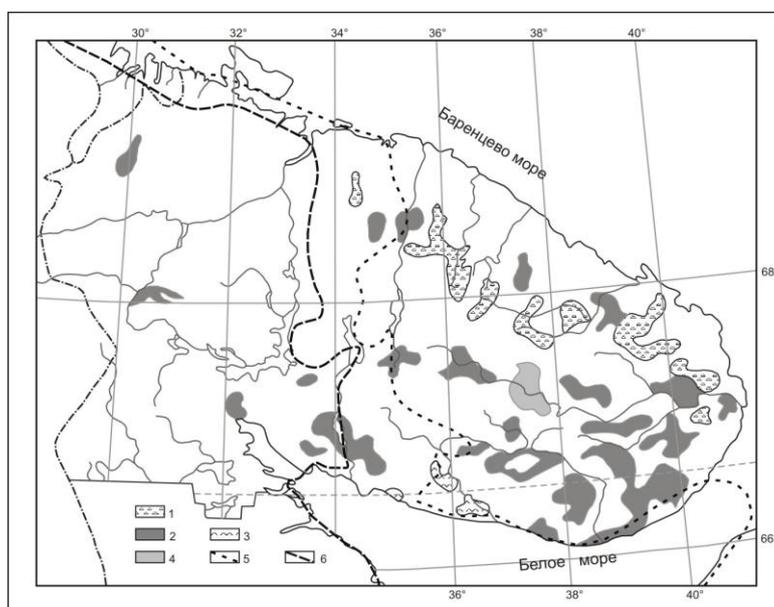


Рис. 66. Схема распространения болотных массивов Мурманской области (приводится по: [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000].с упрощением и дополнением). 1 – угрисые болота; 2 – аапа болота; 3 – верховые сфагновые болота; 4 – низинные травяные болота; 5 – границы природных зон. Границы распространения ледникового покрова в среднем (6) и позднем (7) дриасе.

рельеф обязан своим происхождением мерзлотным процессам. В распределении болот по площади наряду с климатическими особенностями существенную роль, несомненно, играет рельеф. На рис. 66 хорошо видно, что болота сконцентрированы в восточной части Мурманской области, которая отличается от западной более спокойным и низким, слабо пересеченным рельефом.

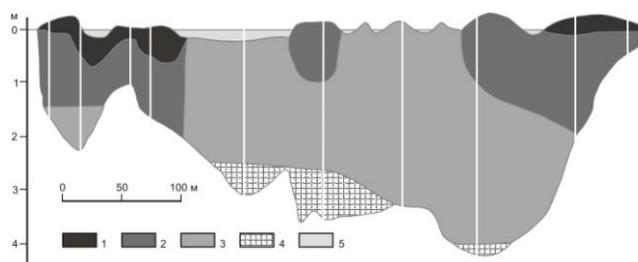


Рис. 67. Стратиграфический профиль грядово-мочажинно-озеркового аапа болота Умбозерское, расположенного в 2 км к югу от оз. Умбозеро (приводится по: [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000]). Торф: 1 – верховой; 2 – переходный; 3 – низинный. 4 – сапрпель; 5 – грядово-озерковые комплексы. Вертикальными белыми линиями показаны скважины.

В дальнейшем изложении сведения о месторождениях приведены по материалам Комитета промышленного развития Мурманской области, материалам ЗАО «Русская торфяная земля» и торфяного фонда РСФСР [Комитет...; торфяной фонд РСФСР, 1957]. Балансом по области учитывается 48 месторождений торфа площадью более 10 га с общей площадью 9918,62 га и запасами 13376 тыс. т торфа. Запасы торфа по 13 месторождениям площадью от 1 до 10 га составляют 178 тыс. т. Перспективы добычи торфа на территории области обусловлены наличием 620 месторождений общей площадью 379575 га с прогнозными ресурсами 853403 тыс. т торфа. Всего же при проведении поисково-разведочных работ были оценены запасы 815 месторождений с площадью в границах промышленной залежи 388,18 тыс. га и запасами торфа 907,5 млн. т при 40% влажности. Представление о типах торфа, степени его разложения и зольности в исследованных месторождениях дают данные таблицы 27.

Наиболее распространены месторождения площадью до 100 га. По количеству они составляют 80%, а по запасам на их долю приходится всего 4,4%. Основные запасы торфа

Таблица 27

Структура запасов и качественные характеристики торфов

Тип залежи	Запасы		Средние показатели, %	
	млн. т	%	Степень разложения	Зольность
Верховой и смешанный	92,9	10,2	21	4,6
Переходный	116,0	12,8	25	6,9
Низинный	698,6	77,0	25	6,0
Всего	907,5	100	25	6,7

(87%) сосредоточены в 26 месторождениях, площадь каждого из которых превышает 1000 га. Самые крупные месторождения сосредоточены в верховьях рек Поной, Варзуга и

их притоков. Соотношение между количеством месторождений разной площади и запасами в них торфа показано на рис. 68.

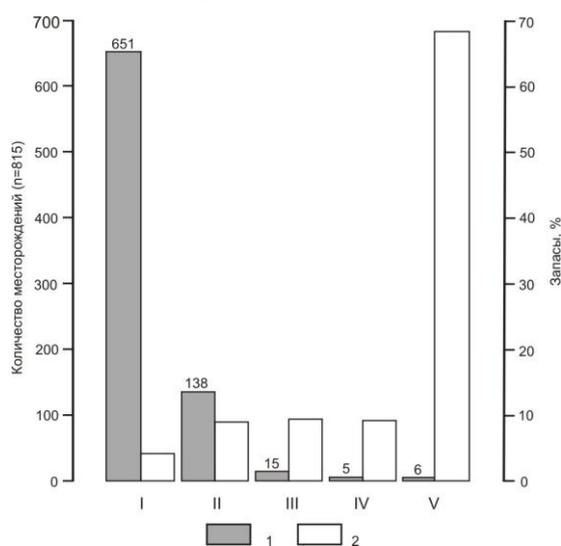


Рис. 68. Соотношение количества месторождений различных площадей и запасами в них торфа.

Группы месторождений площадью в 100 га (I), 101-1000 га (II), 1001-5000 га (III), 5001-10000 га (IV) и >10000 га (V). 1 – месторождения; 2 – запасы.

Залежи всех типов торфа в Мурманской области маломощные: их средняя толщина варьирует от 0,99 до 1,52 м (таблица 28). Уместно отметить, что в районе городов Апатиты и Кировска, а также села Ловозеро среди большого количества мелких месторождений встречаются и крупные площадью в несколько тысяч га, которые могут активно эксплуатироваться.

Таблица 28

Средние глубины по типам залежей и группам площадей месторождений

Тип залежи	Группы торфяных месторождений, га						Средняя глубина залежи, м
	1-10	11-100	101-1000	1001-5000	5001-10000	>10000	
Верховой	1,17	1,24	1,46	1,28	1,42	1,28	1,35
Смешанный	-	1,33	1,37	1,37	1,27	1,49	1,39
Переходный	1,21	1,25	1,14	1,19	1,34	1,22	1,21
Низинный	0,99	1,15	1,24	1,45	1,42	1,51	1,46
Средняя глуб. торфа, м	1,11	1,20	1,26	1,38	1,41	1,46	1,41

Осадконакопление в озерах и торфообразование началось после исчезновения льда, поступившего в регион в период поздневалдайского оледенения. Большая часть территории, расположенной восточнее краевых образований среднего дриаса (рис. 11), в бёллинге покрывалась льдом, утратившим подвижность. Стаивание мертвого льда

завершилось в аллереде [Евзеров, Хомутова, Мёллер, 1997]. Накопления органики в морских и озерных водоёмах на упомянутой территории началось в диапазоне от 12530 ± 400 до 10430 ± 100 лет назад (л.н.) [Евзеров, 2011]. Логично предположить, что на этой территории примерно в том же временном интервале могли формироваться торфяники. Они здесь практически повсеместно разведаны, что же касается тематического исследования торфяников с радиоуглеродным датированием разрезов, то оно выполнено в весьма ограниченном количестве пунктов и только в непосредственной близости к границе распространения ледника в среднем дриасе. Судя по имеющимся данным, в районе села Ловозеро торфяники начали накапливаться около 8 тыс. л. н. (датировка 7490 ± 120 л.н.) и несколько раньше в нижнем течении р. Варзуги (датировка 8560 ± 100 л. н.) [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000]. Многочисленные торфяники остальной территории остались неизученными.

На площади развития ледникового покрова в среднем и позднем дриасе лёд окончательно исчез около 9 тыс. л. н. Торфяники этой территории исследованы в гораздо большем числе пунктов, и они тоже начали формироваться около 9 л. н. (датировка 9120 ± 100 л.н.) [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000]. Правда, по торфу из нижней части разреза торфяника Щучье получена более древняя датировка – 9900 ± 230 л.н. Однако она не заверена результатами других анализов и скорее всего по какой-то причине удревнена.

Скорость нарастания торфа зависит от климата и, несомненно, изменялась на протяжении голоцена. Однако имеющихся материалов недостаточно для корректного определения изменения скорости накопления торфа во времени. Средние скорости нарастания торфа рассчитаны нами по данным работ [Елина, Лукашов, Юрковская, 2000; Елина и др., 2005]. Они составили в тундре 0,2–0,3 мм/год, в лесотундре – от 0,15 до 0,4 мм/год и в тайге – от 0,1 до 0,76 мм/год. Г.А. Елина с соавторами [2000] указывают, что в болоте Ловозерское у села Ловозеро скорость накопления торфа в субатлантический период была выше, чем в суббореальный и атлантический периоды (0,08 мм/год), и составляла 0,25 мм/год.

В Мурманской области ведется нерегулярная добыча торфа для нужд сельского хозяйства. Очевидно, что как горючее полезное ископаемое торф не может конкурировать с практически бесплатным мазутом. Однако гуматы могут и должны найти практическое применение. В настоящее время они широко используются, в частности, для борьбы с опустыниванием местностей. Белоруссия, например, успешно продаёт гуматы в Арабские эмираты. Ей уже не хватает сырьевой базы торфяников, чтобы удовлетворить спрос [Вешняковская, 2011]. Проблема опустынивания актуальна во всех засушливых регионах.

В Кольском регионе, где крупные месторождения торфа, как отмечалось, имеются

вблизи населенных пунктов целесообразно наладить добычу торфа для производства гуматов, имея в виду не только использование их внутри страны, но и широкие возможности их экспорта. Несомненно, потребуется предварительная экономическая проработка вопроса. Кроме того, будет целесообразным и детальное изучение торфяных залежей, намеченных к освоению, чтобы выбрать среди них залежь с максимальной скоростью нарастания торфа, поскольку торфяники относятся к числу естественно возобновляемых ресурсов. Создание новых производств будет способствовать повышению жизнестойкости городов, возникших в связи с деятельностью одного крупного градообразующего предприятия [Евзеров, 2012б]. Такими городами в Мурманской области являются Апатиты, Кировск, Мончегорск и др.

5.3. Ракуша

Ракуша используется для изготовления ракушечной кормовой крупы. Она успешно добывается на побережьях Каспийского и Азовского морей. В Белом море залежи ракуши обнаружены в северо-западной части Воронки Белого моря и в смежных участках Баренцева моря в зоне общей длиной 100 и шириной 50 морских миль [Яковлева, Гуревич, 1974]. Располагаются богатые залежи на глубинах 40-60 м. Ориентировочно минимальные запасы ракуши превышают 260 млн. т в пересчете на CaCO_3 .

5.4. Жемчуг и европейская жемчужница (*Margaritifera margaritifera*)

К биогенным видам полезных ископаемых относится жемчуг. В Кольском регионе его добывали ранее из раковин европейской жемчужницы – пресноводного двустворчатого моллюска, достигающего в длину по данным из разных источников от 13 до 16 см. Средняя плотность поселений жемчужницы составляет 13,7 особей на м^2 , но местами доходит до 88 особей/ м^2 [Гилязова, 2003]. Жемчуг образуется в раковине при попадании эпителиальных клеток внутрь мантии [Michel, 1926; Schlossmacher, 1959 и др.]. При этом возникает жемчужный мешок, в котором вырастает жемчужина. Клетки эпителия обычно вносятся травмирующими нежное тело моллюска песчинками, обломками раковин или микроскопическими паразитами. Обычный размер пресноводных жемчужин 2-3 мм в диаметре, пределы колебаний от 0,5 мм до 16 мм. [Кораго, 1981] (рис. 69).



Рис. 69. Речной жемчуг. Фото Н.А. Мансуровой

Жемчуг использовался для украшения одежды, икон, изготовления сережек и ожерелий.

Жемчужница была широко распространена в реках Баренцева и Белого морей. Ныне ареал вида значительно сократился, но крупные популяции моллюска сохранились в бассейнах рек Туломы и Варзуги, жизнеспособные популяции обитают также на территории Лапландского заповедника. Причин сокращения ареала несколько [Булахова, 2011]. Существенную роль, безусловно, сыграл слишком активный промысел моллюсков с целью добычи речного жемчуга и перламутра. Сказались также ухудшение экологических условий (обмеление и загрязнение водоёмов из-за сведения лесов, применение удобрений и др.), уменьшение численности лососевых рыб, вследствие перелова, возведения плотин, акклиматизации других видов ихтиофауны и распространения паразита гиродактилюса, который, поселяясь на молоди лососевых, изъязвляет их, что часто приводит к гибели от вторичных инфекций [Булахова, 2011]. Лососевые рыбы играют существенную роль в жизненном цикле жемчужниц, о чем подробнее сказано ниже. Жемчужница внесена в красные книги Мурманской области [Гилязова, 2003] и России. Полностью запрещен её промысел и созданы охраняемые территории в бассейнах рек с жизнестойкими популяциями. Таким образом, в настоящее время жемчуг в силу естественных обстоятельств не может добываться.

Однако ценность европейской жемчужницы не ограничивается одним жемчугом и вот почему. У крупных особей, достигающих половой зрелости к 20 годам, плодовитость достигает 3 миллионов икринок. Яйца развиваются в жабрах самок. В конце лета из них выходят личинки моллюска. Они, попадая в воду в сентябре, прикрепляются к жабрам семги, в существенно меньшей степени кумжи, хариуса и других рыб. Личинки впрыскивают семге вещества, отключающие программу ускоренного старения [Зюганов, 2005], вследствие чего семга живет 6 - 7 и даже более 10 лет. Это привело исследователей к мысли, что секреты личинок жемчужницы могут стать основой нового интересного лекарства. Первые шаги в этом направлении уже сделаны [<http://www.arctic-plus.ru>].

ЧАСТЬ III

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛОГО ПОКРОВА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

В предыдущих частях монографии кратко охарактеризовано геологическое строение рыхлого покрова и подробно рассмотрены материалы по месторождениям полезных ископаемых, что позволило расшифровать условия образования и разработать поисковые признаки практически всех месторождений, приуроченных к покрову. Указанные материалы, позволяют выделить нескольких вполне самостоятельных этапов становления рыхлого покрова щита, которые обусловлены климатическими и тектоническими обстановками на протяжении длительного промежутка времени от позднего триаса до наших дней и существенно различаются по минерагеническим особенностям.

Первый этап охватывает значительную часть мезозоя. Этот период характеризовался малоактивными не дифференцированными по знаку тектоническими перемещениями и теплым и влажным климатом, вследствие чего происходила пенеппенизация региона и формирование мощной площадной коры выветривания каолинового типа. Пенеппенизации суши способствовала, видимо, обстановка медленного поднятия, при которой скорость денудации отставала от скорости выветривания. Каолиновая кора выветривания в пределах Балтийского щита сформировалась в верхнем триасе – начале нижней юры. Позднее, в течение нижней и средней юры верхние горизонты этой коры явились источником материала, поступавшего в Южно-Баренцевоморскую впадину. К началу верхней юры, очевидно, сохранились только корни упоминавшейся коры выветривания. Остается открытым вопрос о возможном возобновлении процесса корообразования на щите в верхнем мелу вследствие того, что вблизи щита до сих пор не обнаружены осадки этого отрезка геологической истории.

Останцы каолиновой коры выветривания могут представить практический интерес как сырье для производства керамических изделий и наполнитель в производстве высококачественной бумаги. Перспективы обнаружения новых месторождений имеются. В этом убеждают результаты недавних исследований в Федорово-Панском массиве на Кольском полуострове и соседней Финляндии. Залежи каолинов практически не обнажаются, вследствие чего перспективные площади для их обнаружения могут быть выявлены посредством аэромагнитной съёмки с последующей постановкой наземных разнообразных геофизических и буровых работ. Поиски высококачественных каолинов следует сконцентрировать в пределах участков распространения метаосадочных пород низкой степени метаморфизма с небольшим количеством темноцветных минералов. В

первую очередь целесообразно обследовать площади некогда существовавших ледораздельных пространств ледниковых покровов, развивавшихся в течение четвертичного периода, поскольку именно в пределах ледоразделов имело место минимальное экзарационное воздействие ледников на подстилающие породы.

Второй этап охватывает палеоген. Теплый и влажный климат, благоприятный для формирования коры выветривания сохранялся до эоцена включительно. Однако, существенно изменился рельеф региона: в палеогене север Балтийского щита представлял собой низменную сушу, частично покрывавшуюся морем. Уровень грунтовых вод в этот период располагался недалеко от поверхности. Соответственно, сколько-нибудь мощная кора выветривания не могла образоваться. Полезные ископаемые в отложениях палеогена не известны.

Третий этап – это период высокой тектонической активности, свойственной неогену. Что касается климатической обстановки, то в позднем олигоцене – неогене произошло значительное похолодание, усиливавшееся во времени. В неогене территория щита длительное время находилась в обстановке умеренного климата. В конце палеогена начале миоцена имело место поднятие Кольского региона, после чего в его пределах начали накапливаться континентальные осадки. Вертикальные перемещения блоков привели к образованию всех известных в настоящее время возвышенностей, гор и депрессий, хотя контрастность и расчлененность рельефа были меньше современных. В такой обстановке выравнивание территории в отличие от первого этапа происходило посредством педиplanationии – по механизму параллельного отступления склонов. На равнинных участках началось формирование коры выветривания гидрослюдистого типа. Завершилось оно в конце миоцена в связи существенной активизацией поднятия. В конце миоцена и плиоцене кора выветривания была частично размита, сыграв принципиально важную роль в формировании россыпного месторождения лопарита. К её останцам, занимающим несравненно большие площади, чем останцы каолиновой коры выветривания, приурочены месторождения вермикулита. Перспективы обнаружения новых месторождений в этой коре выветривания представляются ограниченными.

Четвертый этап охватывает сравнительно небольшую часть четвертичного периода, общая продолжительность которого составляет 2.6 млн. лет. В указанный промежуток времени чередовались потепления и похолодания разного ранга, следствием чего являлись межледниковые и межстадиальные эпохи, разделенные периодами ледниковых экспансий. Это своеобразный этап, на протяжении которого все события (даже вертикальные перемещения Балтийского щита) были климатически обусловлены. В пределах щита встречены отложения среднего и позднего плейстоцена и голоцена, охватывающие около

300 тысяч лет, в том числе образования двух крупных оледенений московского и поздневалдайского, имевших место, соответственно, в морские изотопные стадии 6 и 2. Судя по высотам распространения отложений гляциоэвстатических морских трансгрессий, следовавших за этими оледенениями, наибольшая мощность ледяного щита во время московского оледенения была на востоке, а в период поздневалдайского оледенения – на западе. Иными словами, есть основания полагать, что в период более древнего оледенения ледник вторгнулся в северо-восточную часть Балтийского щита с востока, а в период поздневалдайского оледенения – с запада. Это были, вероятно, Карско-Новоземельский, и, несомненно, Скандинавский ледниковые покровы. Гляциоэвстатические трансгрессии, развивавшиеся в регионе после покровных оледенений, которые занимали значительные площади на северо-востоке Балтийского щита, происходили в условиях дегляциации территории. Причиной трансгрессий было то обстоятельство, что континент, опустившийся под влиянием нагрузки льда во время оледенения, в период деградации ледника оказывался значительно ниже уровня Мирового океана, чем в настоящее время. В позднем плейстоцене-голоцене в связи с потеплением климата появилась растительность, возникли озерные водоёмы и в них начали накапливаться органогенные осадки.

Промышленно значимые полезные ископаемые приурочены только к отложениям позднего плейстоцена и голоцена. Надежно установлено, что размещение месторождений кирпичных глин, песка и песчано-гравийных смесей в континентальной части Кольского региона predetermined характер дегляциации территории. На локализацию месторождений песка и песчано-гравийных смесей влияла также структура ледникового покрова. На площади доминирования ареальной дегляциации значительные массы песка и песчано-гравийных смесей накапливались в сравнительно узких предфронтальных и фронтальных зонах. В пределах этой территории преобладают месторождения, приуроченные к озам и краевым (межлопастным) образованиям. Флювиогляциальные дельты и сопряженные с ними месторождения озерно-ледниковых и ледниково-морских глин здесь крайне редки. При рассекающей дегляциации песок и песчано-гравийный материал в больших объёмах концентрировались преимущественно в протяженных линейных депрессиях, открытых в сторону Баренцева и Белого морей. В области господства рассекающей дегляциации доминируют месторождения песка и песчано-гравийных смесей, тяготеющие к флювиогляциальным дельтам, и широко распространены парагенетически связанные с дельтами месторождения ледниково-морских глин. Под отложениями флювиогляциальных дельт залегают осадки обломочных потоков, представляющие практический интерес. В формировании месторождений песка и

песчано-гравийных смесей решающее значение имели гидродинамические потоки, тогда как в образовании месторождений кирпичных глин главную роль играли потоки мутьевые. Приведенные в монографии сведения о глинах позволяют в короткие сроки наладить производство глиняного кирпича, который по многим параметрам значительно превосходит широко применяющийся в Мурманской области силикатный кирпич.

Россыпи являются уникальными образованиями в пределах северо-восточной части Балтийского щита и всего щита в целом. Это обусловлено минерагенией щита, неблагоприятными палеотектонической и палеогеографической обстановками в период образования его рыхлого покрова. В пределах щита сконцентрированы в больших количествах преимущественно минералы малой плотности ($3.5-5.5 \text{ г/см}^3$), россыпи которых формируются обычно в крупных водоёмах за счет продуктов химического выветривания материнских пород, обогащенных ценными минералами. Вследствие тенденции щита к поднятию продукты кор каолинового и гидрослюдистого выветривания в основном снесены в окружающие щит водоёмы. Невелики перспективы обнаружения и россыпных месторождений золота, платины и алмазов. Алмазы не образуют более или менее богатых коренных месторождений. Золото из небольших по площади коренных источников поступает в рыхлый покров лишь из примерно 2 м обогащенных золотом пород, которые разрушались, в основном, агентами физического выветривания, что не приводило к полному вскрытию золота. Что касается минералов ЭПГ, запасы которых значительны, то они на 50 и более процентов представлены висмута-теллуридами, неустойчивыми к выветриванию, и, кроме того, сконцентрированы в маломощных горизонтах. Отрицательное влияние на формирование и сохранность россыпей оказали и оледенения, неоднократно покрывавшие территорию щита в четвертичный период.

Образование в пределах Балтийского щита единственного россыпного месторождения – Ловозерской россыпи лопарита – обусловлено исключительным богатством очень крупного материнского источника, выраженного в рельефе в виде гор. Уникальность этой россыпи заключается в том, что свойственные ей полигенетичность, многоэпизодность и длительность формирования в сочетании с продолжающимся поднятием Ловозерского горного массива относительно окружающей равнины обычно присущи россыпям зон тектонических уступов – важнейшему типу крупных и уникальных месторождений золота и касситерита – минералов с высокой и средней плотностью.

В прибрежно-морских россыпях содержания полезных компонентов возрастают по мере увеличения содержания минералов тяжелой фракции и обогащения её минералами, устойчивыми к агентам химического выветривания. Малые запасы ценных минералов в

этих россыпях обусловлены ограниченностью распространения и кратковременностью существования бассейнов, в которых они образовались. Хотя, конечно, следует иметь в виду, что формирование морских россыпей продолжается до сих пор.

Месторождения органогенных полезных ископаемых являются практически нетронутым резервом добывающей промышленности региона. Они найдут применение в различных отраслях промышленности и в сельском хозяйстве. Крупные скопления диатомита могут быть обнаружены в плоскодонных проточных озерах, а прочие виды сапропелей в бессточных озерах. Далеко не исчерпан ресурс месторождений торфа, а использование для производства гуматов уже известных месторождений будет способствовать повышению жизнестойкости городов, возникших в связи с деятельностью одного крупного градообразующего предприятия.

В задачи данного исследования не входил сравнительный анализ минерализации рыхлых покровов всех щитов планеты Земля. Однако полученные материалы позволяют высказать некоторые общие соображения по этому вопросу. Очевидно закономерности, установленные на Балтийском щите, в той или иной мере приложимы к покровам щитов Анабарскому и Канадскому, которые подвергались оледенениям и расположены в средних и высоких широтах. Щиты Западно-Австралийский, Индийский, Бразильский, Гвианский, Родезийский и Трансваальский находятся в субтропической и тропической климатических зонах. Кристаллические породы этих щитов при наличии промывного режима увлажнения и сравнительно глубоком расположении уровня грунтовых вод подвергаются химическому выветриванию. Образовавшиеся коры выветривания и продукты их переотложения могут представить интерес как источники разнообразных полезных ископаемых. Особняком стоят такие щиты, как Украинский и Воронежский. В их пределах распространена мощная толща фанерозойских отложений с широким набором полезных ископаемых. Соответственно, роль месторождений в осадочном покрове четвертичного периода существенно снижена.

В предпринятом исследовании подробно рассмотрены вопросы минерализации рыхлого покрова, детально разработаны критерии поисков всех видов месторождений полезных ископаемых, приуроченных к рыхлому покрову щита. Вопросы геологии четвертичных отложений и геоэкологические проблемы региона либо затронуты частично, либо вообще не затрагивались. Надеюсь, их детальному анализу посвятить следующую монографию.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. – М.: Наука, 1972. 158 с.
- Аксенов А.А., Невеский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей // Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря. – М.: Наука, 1965. С. 5-53.
- Апухтин Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и северной Карелии по новейшим исследованиям // Материалы по геологии и минеральным ресурсам Северо-Запада СССР. Выпуск 1. – Л.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 68-82.
- Апухтин Н.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Кольского полуострова//Четвертичная геология и геоморфология. – Л., 1978 (Тр. ВСЕГЕИ, т. 297). С.53-65.
- Апухтин Н.И., Экман И.М. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей// Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. – Л.: Недра. 1967. С.48-110.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным// Геология и геофизика. Том 39, № 2. 1998. С. 211-221.
- Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Апатиты, 1964. 244 с. Деп. в ВИНТИ, № 32-64.
- Арманд А.Д., Арманд Н.Н., Гаскельберг В.Г. О последнем оледенении на востоке Кольского полуострова// Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука, 1964. С. 5-11.
- Арманд А.Д., Граве М.К., Евзеров В.Я. Особенности образования россыпей в центральной части Кольского полуострова // Геология россыпей. – М.: Наука, 1965. С. 250-255.
- Арманд А.Д., Евзеров В.Я. О некоторых континентальных отложениях Кольского полуострова и вторичных изменениях в их строении// Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука, 1964. С.87-110.
- Арманд Н.Н. Краевые образования малоактивного ледникового щита и зона его сочленения со Скандинавским покровом// Краевые образования материкового оледенения. – Вильнюс: Минтис, 1965. С. 45-50.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. – М.: Наука, 1974. 319 с.
- Атлас торфяных ресурсов СССР. – М.: ГУГиХ. 1968. - 96 с.

Афанасьев А.П. Глинистые минералы четвертичных отложений некоторых районов Кольского полуострова // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука, 1964. С. 78-91.

Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. – Л.: Наука, 1966. 170 с.

Афанасьев А.П. Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых // Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1972. С. 46-71.

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. – Л.: Наука, 1977. 244 с.

Афанасьев А.П., Атаманов А.В. Роль гидрослюдистой коры выветривания в формировании четвертичных отложений и месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове // Региональная геология, металлогения и геофизика. Вып. 5. Ч.1. – Апатиты : Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1974. С.226-231.

Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В. и др. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива// Вестн. МГТУ. Т.3, № 2. 2000. С. 179-204.

Бахмутов В.Г. Евзеров В.Я., Колька В.В. Литология и палеомагнетизм поздневалдайских отложений Усть-Пялского приледникового озера // Геофизический журнал. Т.14, № 6. 1992. С. 62-74

Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М., Парсаданян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). – М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

Богданов В.В. Характер распределения и насыщенность озерами речных бассейнов Мурманского гидрографического района // Изв. ВГО. 1964. Т. 96, вып.5. С. 423-427.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Изоморфные и не изоморфные замещения в минералах. Дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Фонды ИГ АН СССР, 1945.

Бугге Дж. А.У. Норвегия // Минеральные месторождения Европы. (Северо-Западная Европа). Т.1. – М.: Мир, 1982. С. 330-408.

Булахова Н.А. Жемчужница в реках северо-запада России// Природа, №8. 2011. С. 84.

Буссен И.В. Лопарит Ловозерского щелочного массива. – Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1963. 90 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. – Л.: Наука, 1967. 125 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. – Л.: Наука, 1972. 296с.

Великорецкая И.И. Ландшафтная структура озерных районов Кольского полуострова// Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Ч. 1. – Л.: Наука, 1974. С. 21-49.

Величкевич Ф.Ю., Евзеров В.Я., Каган Л.Я., Лебедева Р.М., Лихачев А.С. Стратиграфия четвертичных отложений северных предгорий Ловозерских тундр (Кольский полуостров)// Четвертичные отложения Северо-Запада СССР и их значение для поисков полезных ископаемых. Л., 1985. С. 26-38. Деп. ВИЭМС 18.10.85, № 245-МГ.

Вешняковская Е. Торф как национальная идея// Наука и жизнь. 2011. № 4. С. 44-55.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Волошин А.В., Шпаченко А.К., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. Новые рудопоявления золота на Кольском полуострове// Тез. годичного собрания ВМО. СПб, 2009. С. 25-27.

Волотовская Н.А. Новые данные о закономерностях размещения герцинских щелочных пород в восточной части Балтийского щита. – Докл. АН СССР. 1967. Т.173, № 1. С. 645-647.

Воскресенский И.С., Ананьева Э.Г., Воскресенский К.И., Федосеев И.И. Оценка и прогноз аллювиальных россыпей золота и платиноидов Среднерусской золотороссыпной провинции // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тез. докл. XII Международного совещания, 25-29 сентября 2000 г.). – М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 80-82.

Гавриленко Б.В. О возможности выделения рудоносной формации вторичных кварцитов на Кольском полуострове // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР. 1985. С. 84-87.

Гавриленко Б.В., Реженева С.А. Рудные минералы золотосодержащих кварцево-жильных зон // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 58-67.

Гавриленко Б.В., Евзеров В.Я., Митрофанов Ф.П., Казаков Н.В. Итоги и перспективы изучения россыпей северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. № 3. 1996. С.290-300.

Гавриленко Б.В., Зозуля Д.Р., Никитин И.В., Басалаева В.И., Калачев В.Ю., Петровский М.Н. Проблема коренной и россыпной алмазности восточного побережья Кольского полуострова и акватории Белого моря // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона (Материалы Всероссийского совещания 24-26 апреля 2001 г., Сыктывкар). – Сыктывкар: Геопринт, 2001. С.119-120.

Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978а. С. 227.

Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978б. С. 198, 320-321.

Гилязова Е.В. Красная книга Мурманской области. Животные. – Мурманск, 2003. С. 257—258.

Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б. Ёркинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова// Доклады РАН. 2004. Т.396, №1. С. 102-104.

Гонцов А.А. Минеральное сырьё. Сапропели. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997. 22 с.

Горелов С.К. Основные закономерности и этапы развития поверхностей выравнивания на территории СССР// Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. – М., 1974. С. 318-366.

Горная энциклопедия. Т. 4. М.: Изд. «Советская энциклопедия», 1989. С. 450.

Граве М.К., Евзеров В.Я. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр// Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука. 1964. С. 12-29.

Граве М.К., Евзеров В.Я., Лихачев А.С., Спицын А.Н. Новые данные о рыхлых отложениях и формировании рельефа Сейдозерского района (Ловозерские тундры)// Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.-Л.: Наука. – 1964. С.5-47.

Граве М.К., Евзеров В.Я., Егорова И.А. Межледниковые отложения в центральной части Кольского полуострова и бореальная трансгрессия // ДАН СССР. Т.160, № 3. 1965. С. 673-675.

Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И. и др. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова//Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. – Л., Наука, 1969. С.25-56.

Градзинский Р., Костецкая А., Радомский Л., Унруг О. Седиментология. – М.: Недра. 1980. 646 с.

Григорьев А.А. Пути и некоторые предварительные результаты изучения Кольских диатомитов // Тр.геоморфол. ин-та, вып. 8 [Кольский диатомитовый сборник]. Л.: Изд АН СССР, 1934. С.7-15.

Грип Е. Швеция // Минеральные месторождения Европы. (Северо-Западная Европа). Т.1. – М.: Мир, 1982. С. 156-329.

Гросвальд М.Г. Последриасовая (≤ 10 тыс. лет назад) трансгрессия льда с Баренцева моря на северо-восток Европы // ДАН. 1996. Т.350. №5. С. 687-691.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключинин С.Ф., Захаров А.А., Лапутина И.П. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология рудных месторождений. № 2. 1992. С. 32-50.

Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. – Вильнюс: Минтис, 1973. 262 с.

Гуделис В., Кирлис В., Стаускайте Р. и др. Динамика потока заплеска и литодинамика пляжей литовского берега Балтийского моря // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. – Таллин: Валгус, 1966. С. 3-20.

Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. – Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. – М.: Недра, 1968. 187 с.

Гурская Л.И. Металлы платиновой группы - В кн: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. – Л.: Недра, 1986. С. 469-498.

Девятова Э.И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. – М.: Наука. 1961. 89 с.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск: Карелия. 1982. 156 с.

Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. – Л.: Наука. 1964. 106 с.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С.. Диатомиты Карелии (особенности формирования, распространения, перспективы использования) – Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2006. 89 с.

Дистанов У.Г. (отв. ред.) Кремнистые породы СССР. – Казань: Татарское книжное издательство, 1976. 411 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – С.-Петербург: Наука, 2000. 754 с.

Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. 300 с.

Дубровский М.И. Петрографические и минералого-геохимические особенности Юовв-оайвского гранитоидного комплекса // Материалы по минералогии Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1969. Вып. 7. С. 26-81.

Дубровский М.И. Петрогенезис пород семейства щелочных пикритов// Бюллетень МОИП. Отд. геол. Т.79, вып.3. 2004 С. 67- 80.

Евзеров В.Я. О составе глинистой фракции морены московского оледенения и отложений бореальной трансгрессии на Кольском полуострове // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука. 1966. С. 112-117.

Евзеров В.Я. О характере выветривания горных пород Кольского полуострова в антропогене// Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1971. С. 121-130.

Евзеров В.Я. О происхождении антропогеновых отложений Балтийского щита// Советская геология. 1975, № 4. С. 112-114.

Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогеновых отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита// Литология и полезные ископаемые, № 1 1978. С. 50-58.

Евзеров В. Я. Эволюция осадконакопления в прибрежных районах Баренцева и Белого морей в позднепоследледниковое время // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. – М.: Наука, 1979. С. 29-33.

Евзеров В.Я. Закономерности формирования и размещения россыпей в осадочном покрове Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1980а. С. 36-64.

Евзеров В.Я. Модель развития гляциоизостатических трансгрессий на севере Европейского континента // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование [Доклады советских геологов к МГК, XXVI сессия]. – М: Наука, 1980б. С. 44-46.

Евзеров В. Я. Состав морен скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования) //Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1983. С. 84—103.

Евзеров В.Я. Формирование и размещение прибрежно-морских россыпей в области развития Скандинавских ледниковых покровов // Литология и полезные ископаемые. № 1. 1987. С. 31-40.

Евзеров В.Я. Формирование и размещение месторождений легкоплавких глин северо-восточной части Балтийского щита // Препринт научного доклада. Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1988. 41 с.

Евзеров В.Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата// Геоморфология. 1996а. № 2. С. 64-71.

Евзеров В.Я. Маргинальные образования одной из стадий поздневалдайского оледенения на Кольском полуострове и в северной части Беломорской котловины // ДАН. 1996б. Т.348, № 5. С. 681-682.

Евзеров В.Я. Влияние покровных ледников и кор выветривания на формирование россыпей Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. № 5. 1998. С. 544-548.

Евзеров В.Я. Размещение месторождений песка, песчано-гравийных смесей и легкоплавких глин Кольского региона в связи с дегляциацией // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геология. 2000. Вып. 9, № 3. С. 152-159.

Евзеров В.Я. Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита// Литология и полезные ископаемые. 2001а. № 2. С. 126-133.

Евзеров В.Я. Валдайское (вейхзельское) оледенение в Кольском регионе // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Ч. 1 – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001б. С. 20-34.

Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине// Региональная геология и металлогения. 2007а. № 30-31. С. 172-178.

Евзеров В.Я. Породные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего Северо-Запада России)// Литология и полезные ископаемые, № 5. 2007б. С. 563-574.

Евзеров В.Я. Гляциоэвстатические трансгрессии Кольского региона и их отложения// Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2009. С.174-179.

Евзеров В.Я. Формирование месторождений диатомита на крайнем северо-западе России// Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия: геология. № 2. 2011. С. 55-65.

Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией// Геоморфология. 2012а. № 4. С. 53-64.

Евзеров В.Я. Торфяные месторождения Мурманской области// Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия: геология. № 2. 2012б. С. 153-157.

Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В. Размещение месторождений и прогнозных запасов песка и песчано-гравийных смесей в связи со структурой и динамикой последнего ледникового покрова // Литосфера. 1998. № 9. С. 42-46.

Евзеров В.Я., Горяинов П.М. Перспективы обнаружения россыпных месторождений на Балтийском щите. Вестник Мурманского государственного технического университета. Т.1, № 3 1998. С. 69-78.

Евзеров В.Я., Еловичева Я.К., Лебедева Р.М., Раямяэ Р.А. Стратиграфия плейстоценовых отложений южной части Кольского полуострова// Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1981. С.97-107.

Евзеров В.Я., Каган Л.Я., Лебедева Р.М. Начальный этап формирования диатомита в оз. Ковдор (юго-западная часть Мурманской области // История озер в СССР. Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания. Т. II. – Таллин: Изд. АН ЭССР, 1983. С. 47- 48.

Евзеров В.Я., Колька В.В. Текстуры позднеледниковых глин Кольского полуострова// Ледниковый литоморфогенез, четвертичного периода, современные экзогенные процессы и их геоэкологические аспекты. – Рига: Изд. Латв. университета. 1991. С. 71-72.

Евзеров В.Я., Колька В.В., Назаренко В.О. Новые находки каолина на Кольском полуострове и вероятный возраст каолиновых месторождений Фенноскандинавского щита// Комплексная оценка месторождений нерудного минерального сырья. – С.-Петербург, 1993. С.129-132.

Евзеров В.Я., Лебедева Р.М., Меньшутин В.В. Кандагубское проявление легкоплавких глин (юго-западная часть Мурманской области)// Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР. 1986. С.86-89.

Евзеров В.Я., Лихачев А.С. Новые данные о формировании россыпей на Кольском полуострове // Проблемы докембрия Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1974. С. 119-122.

Евзеров В.Я., Лихачев А.С. Месторождение ленточных глин Сейдозерской котловины//Геология неметаллических полезных ископаемых Кольского полуострова. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР. 1982. С. 94-98.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона// Геоморфология. 2000. № 1. С. 61-73.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Ледниковый покров на территории Кольского региона в морскую изотопную стадию (МИС) 4// Доклады РАН. Т.441, №3. 2011. С.391-394.

Евзеров В.Я., Припачкин П.В., Дудкин К.О Перспективы обнаружения залежей каолинов в пределах Федорово-Панского расслоенного комплекса, центральная часть Кольского полуострова// Вестник Воронежского университета. Сер. геологическая. № 1. 2006. С. 122-128.

Евзеров В.Я., Припачкин П.В., Дудкин К.О. Линейная кора выветривания Федорово-Панского расслоенного комплекса в северо-восточной части Балтийского щита// Доклады РАН, т. 412, № 6. 2007. С.780-782.

Евзеров В.Я., Рубинраут Г.С. Механизм формирования морены последнего ледникового покрова Кольского полуострова// Геоморфология и геология четвертичного периода Европейской части СССР. – Петрозаводск: изд. Карел. фил. АН СССР, 1976. С. 108-116.

Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65-70.

Евзеров В.Я., Сапрыкина Л.Г., Терешков В.Г. Генезис и закономерности локализации россыпей района Ловозерских тундр (Кольский полуостров)// Роль литолого-стратиграфического, структурного и палеогеографического факторов в формировании месторождений полезных ископаемых на северо-западе РСФСР. – М.: Изд-во МГ РСФСР, 1978. С. 92-95.

Евзеров В.Я., Хомутова В.И., Мёллер Я.Ё. Развитие последнего покровного оледенения в восточной части Кольского полуострова (по результатам изучения отложений озерных котловин)//История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. – Санкт-Петербург: Наука, 1997. С. 60-69.

Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И. Растительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо топяного болота)// Ботанический журнал, т. 80, №3. 1995. С. 1-16.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография)// Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2000. 242 с.

Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И., Костина В.И. Болота Кольского полуострова// Труды Карельского НЦ РАН. Вып. 8. 2005. С. 94-111.

Зозуля Д.Р., Корсакова О.П., Чикирев И.В. Перспективность алмазоносности центральной части Кольского полуострова // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона (Материалы Всероссийского совещания 24-26 апреля 2001 г., Сыктывкар). – Сыктывкар: Геопринт, 2001. С.122-124.

Зубковский С.С., Седых Ю.Н., Никитичев А.П. и др. Первое в мире Фёдорово-Панское месторождение малосульфидных платинометаллических руд и оценка его

промышленных перспектив // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 77-85.

Зюганов В.В. Долгожитель-паразит, продлевающий жизнь хозяина. Жемчужница *Margaritifera margaritifera* выключает программу ускоренного старения у лосося *Salmo salar*. Доклады РАН, 2005. Том 403, № 5. С. 701-705.

Иванов Н.В. Закономерности распределения полезных компонентов в рудных залежах Ловозерского лопаритового месторождения и использование их при разработке методов опробования. Диссертация на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. Фонды ЛГИ, 1955.

Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. – Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2011. 369 с.

Ильяшук Б.П., Ильяшук Е.А., Хаммарлунд Д. Изменения климата в предгорьях Хибин, Кольский полуостров, на протяжении голоцена// Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода. 2007. № 67. С. 85–96.

Исокангас П. Финляндия // Минеральные месторождения Европы (Северо-Западная Европа). Т.1. – М.: Мир, 1982. С.74-155.

Каган А.А., Солодухин М.А. Моренные отложения северо-запада СССР. – М.: Недра. 1971. 137 с.

Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология. Т.1, № 21993. С. 205- 214.

Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. – Л.: Недра, 1970. 112 с.

Киселев И. И. Продукты выветривания и некоторые вопросы палеогеографии района Панских тундр в позднечетвертичное время// Природа и хозяйство Севера. Вып. 2, часть 2. Апатиты, 1971. С. 75-81.

Киселёв И.И. О распространении коры выветривания в западной части Кольского полуострова и её палеогеографическое значение // Изв. Всесоюзн. геогр. общества. 1975. Т. 107, вып.4. С. 324-330.

Киселев И.И. Неоген-антропогеновые образования запада Кольского полуострова. Автореф. канд. диссертации. – Л., 1978. 21с.

Киселев И.И. Концентрации ценных минералов в рыхлом покрове восточной части Балтийского щита // Отечественная геология, №11. 1993. С. 25-32.

Киселев И.И., Ключин С.Ф., Захаров А.А. Изучение ледникового переноса в Северной Карелии для выявления кимберлитовых источников // Научно-технические

достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. – М.: Недра, 1991. С. 14-17.

Киселев И.И., Минаков Ф.В. Поиски россыпей апатита в Хибинах // Новые методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых на территории Северо-Запада РСФСР. (Министерство геологии РСФСР. Геолфонд РСФСР. Труды). М., 1984. С.181-196.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек (гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков). – М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).

Клюнин С.Ф., Одинцова А.В., Кособокова П.А. Кумское месторождение глин – новый источник сырья для производства грубой керамики// Природа и хозяйство Севера, вып. 14. Мурманск: Мурманское книжн. издательство. 1986. С. 21-25.

Коган В.В., Мудрук С.В., Волошин А.В., Балаганский В.В. Морфология и первые данные по минералогии коры выветривания – «железной шляпы», Серповидный хребет, Кейвы, Кольский полуостров // Материалы Научной сессии, посвящённой Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2011 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: К & М, 2011. С. 51-57.

Колька В. В. Геология и условия формирования позднеледниковых глин Кольского полуострова// Диссертация на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук: 04.00.01: защищена 26.04.96 : утверждена 14.06.96 / В.В. Колька. – Москва, 1996. 213 с.

Комитет промышленного развития, экологии и природопользования Мурманской области-Недропользование-Минерально-сырьевой потенциал // <http://nature.gov-murman.ru/mineral/info/>

Константиновский А.А. Эпохи формирования россыпей в докембрии и фанерозе//Литология и полезные ископаемые. №6. 2003 С. 622-640.

Кораго А.А. Речной жемчуг. Л.: Недра, 1981. 119 с.

Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. – М.: Изд. АН СССР, 1960. 220 с.

Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В. Геологическая позиция и минерогения морских плейстоценовых осадков восточной части Мурманского берега (Кольский полуостров, Россия) // Квартер–2005 – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, 23-26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С.199-200.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Некоторые данные о распространении Карского ледника в пределы Кольского полуострова// Геология и

минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. – Сыктывкар: Геопринт, 2004а. С. 19-20.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Доклады РАН. Т. 398, №2. 2004б. С. 218-222.

Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Последовательность и условия формирования рыхлых отложений в районе нижнего Поноя (восток Кольского полуострова) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена: Мат. межд. научн. конференции (Мурманск, 27-30 октября 2010 г.). Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 169-175.

Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Средне- и верхнеплейстоценовые осадки в разрезе обнажения Варзуга (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 19-24.

Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // «Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера». Сборник материалов международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С.12-32.

Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1971. С. 17-85.

Кравченко С.М., Евзеров В.Я. Магматический и постмагматические этапы формирования Томторских (север Сибирской платформы) и Хибинских (северо-восток Балтийского щита) месторождений редких элементов // Наука и технология в России, 1998 (28) № 5. С. 14-19.

Криштофович А.П. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова // Изв. АН СССР, сер. геол. № 4. 1937. С.693-699.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318с.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. – М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 233 с.

Ламакин В.В. Рельеф и четвертичные породы Ловозерских тундр на Кольском полуострове. Автореф.канд.дисс. – Сыктывкар. 1942. 25 с.

Линчюс А. А. Особенности гранулометрического состава пляжевых концентратов юго-восточного побережья Балтики// Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. – Вильнюс: Минтис, 1966а. С. 139-153.

Линчюс А. А. Минеральный состав пляжевых концентратов юго-восточного побережья Балтики//Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. – Вильнюс: Минтис, 1966б. С. 155-172.

Лихачев А.С. О возможных путях использования Ревдинского каолина и поисках подобных месторождений в центральной части Кольского полуострова// Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1972. С.78-81.

Лихачев А.С. Редкометальные россыпи ближнего сноса в обрамлении массива нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове (тез. докл. VIII совещания по геологии россыпей). – Киев: Наукова думка, 1987. С. 223-225.

Лихачев А.С., Афанасьев А.П. Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове //Советская геология. 1969, № 9. С. 116-120.

Лукиянов А.В. Моделирование систем, имеющих циклическое развитие// Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука. 1980. С. 28-32.

Лукиянов А.В.. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование// Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть I. – М.: Изд. ГИН. 1987. С. 8-86.

Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Изд. Пермского университета, 1996. 126 с.

Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Косицина Н.А. Мелкие алмазы и их поисковое значение // Тезисы докладов VIII совещания по геологии россыпей (связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ). – Киев. 1987. С. 276-277.

Лунц А. Я. К вопросу о распределении тяжёлых минералов в прибрежно-морских песках восточного побережья Рижского залива//Вопросы четвертичной геологии. – Рига: Изд-во АН Латв. ССР, Вып.. 1. 1962. С. 129—154.

Лунц А. Я; Майоре Я. Я. Тяжелые минералы в литориновой аккумулятивной террасе на восточном побережье Рижского залива//Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. – Рига: Изд-во АН Латв. ССР, 1960. С. 123-129.

Лю-ци-цзин А.С. Отчёт по анализу сырьевой базы строительных материалов (валунно-гравийно-песчаного и глинистого сырья, строительных и облицовочных камней) Мурманской области по состоянию на 01.01.78 и прогнозированию основных направлений геолого-разведочных работ. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1978. 168 с. Инв. № 168.

Лю-ци-цзин А.С. Отчет о результатах ревизии месторождений общераспространенных полезных ископаемых (песок, гравий, глины кирпичные, строительный камень), проведенной в Мурманской области в 1980-1981 гг. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1981. 115 с. № ГР 29-80-305/14. Инв. № 2936.

Лю-ци-цзин А.С. Отчет о результатах предварительной и детальной разведки Урагубского месторождения кирпичных глин, проведенных в 1987-1988 гг, по договору с ПО «Мурманскстройматериалы». – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1988. 281 с. № ГР 29-89-157/1. Инв. № 3878.

Малясова Е.С., Ельчанинова Е.М., Вишневская Е.М. Пыльца и споры из донных осадков центральной части Кольского полуострова и некоторые вопросы палеогеографии голоцена этой территории // Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Ч. 1. – Л.: Наука, 1974. С. 244 - 269.

Малясова Е.С., Джиноридзе Р.Н. Условия формирования и возраст диатомитов месторождения «Травяное» (Кольский полуостров)// Природа и хозяйство Севера. Вып. 6. – Петрозаводск: Карелия. 1977. С. 48-57.

Матвеева Е.В., Мельникова А.В., Агибалова О.А., Филиппов В.П. Геолого-геоморфологическая обстановка формирования перспективных типов россыпей с тонким и мелким золотом в области развития материкового оледенения на примере Северных Увалов// Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тез. докл. XII Международного совещания, 25-29 сентября 2000 г.). – М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 226-227.

Матвеева Е.В., Филиппов В.П. Россыпное золото Русской платформы. Условия формирования, перспективные геолого-промышленные типы и состояние ресурсной базы // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тез. докл. XII Международного совещания, 25-29 сентября 2000 г.). – М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 225-226.

Матишов Г.Г. Некоторые проблемы геоморфологии гляциальных шельфов//Геоморфология и геология четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: изд. Карел. фил. АН СССР, 1976. С. 22-31.

Матковский П., Яруллин Р. Кремний в мире человека// The Chemical Journal, июнь-июль 2011. С. 36-39.

Меньшутин В.В., Васильев В.П. Отчет о поисках сырья для строительной керамики в южной части Мурманской области в 1983-1985 гг. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1985. 97 с. № ГР 29-83-109/7. Инв. № 3305.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 388 с.

Металлогения Украины и Молдавии. – Киев: Наукова думка, 1974. 511 с.

Методическое руководство по изучению и геологической съёмке четвертичных отложений. – Л.: Недра. 1987. 306 с.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. 388 с.

Микалаускас А.П. Флювиогляциальные равнины Литвы. – Вильнюс: Мокслас. 1985. 208 с.

Минеральные месторождения Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1981. 272 с.

Минц М.В., Азаркин В.А., Герасименко В.Я. и др. Геологическое доизучение ранее заснятых площадей Кольского полуострова масштаба 1: 200 000. – Москва. ВГФ. 1980. Т. 1, кн. 3.

Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др. Кольский регион – новая платинометалльная провинция // Геология и генезис платиновых металлов. – М.: Наука, 1994. С.65-79.

Михайлов Б.М. Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли// Кора выветривания и гипергенное рудообразование. – М.: Наука. 1977. С. 22-32.

Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркона //Закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Госгортехиздат, Т. 4. 1960. С. 44-57.

Момджи Г.С., Блинов В.А. Литолого-фациальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей // Состояние и задачи советской литологии, II (доклады на секционных заседаниях VIII Всесоюзного литологического совещания). – М.: Наука, 1970. С. 220-227.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.-Л.: Изд. АН СССР. Т. 2. 1956. 393 с.

Никонов А.А. О стратиграфии морен и оледенениях в западной части Кольского полуострова// Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты: изд. КолФАН, 1960. С. 121-135.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1964. 182 с.

Никонов А.А. Краевые образования северной Фенноскандии и их соотношение с краевыми образованиями остальной Фенноскандии//Краевые образования материкового оледенения. – Вильнюс: Минтис 1965. С. 33-44.

Никонов А.А. О древнейших долинах северо-восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1967. Т. 177. № 5. С. 1155-1158.

Новиков С.М., Усова Л.И. Новые данные о площади болот и запасах торфа на территории России//Материалы междуна. симпозиума «Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене» (Петрозаводск, 5-9 октября 1998 г.). – Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2000. С.49-52.

Отчёт по анализу сырьевой базы строительных материалов (валунно-гравийно-песчаного и глинистого сырья, строительных и облицовочных камней) Мурманской области по состоянию на 01.01.78 и прогнозированию основных направлений геолого-разведочных работ : отчет / Федеральн. Гос. учреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам Мурманской области»; рук. Люцицин. – Апатиты, 1978. 168 с. Инв. № 168.

Отчет о результатах ревизии месторождений общераспространенных полезных ископаемых (песок, гравий, глины кирпичные, строительный камень), проведенной в Мурманской области в 1980-1981 гг.: отчет / Федеральн. Гос. учреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам по Мурманской области»; рук. Люцицин А.С. – Апатиты, 1981. 115 с. № ГР 29-80-305/14. Инв. № 2936.

Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. На примере Курильских островов. – М.: Наука, 1968. 112 с.

Патык-Кара Н.Г. Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей // Литология и полезные ископаемые. № 2. 1980. С. 49-60.

Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.

Патык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И., Быховский Л.З. и др. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. – М.: Научный мир, 1997. 480 с.

Патык-Кара Н.Г., Быховский Л.З., Постоленко Г.А., Спасская И.И. Полезные ископаемые четвертичного периода. «Минеральное сырьё», Серия геолого-экономическая, № 16, М.: изд. ФГУП ВИМС, 2005. 124 с.

Переверзев В.Н. Культурное почвообразование на Крайнем Севере. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 156 с.

Переверзев В.Н. Лесные почвы Кольского полуострова. – М.: Наука, 2004. 232 с.

Петров В.П. Основы учения о корках выветривания. – М., Недра, 1967. 343 с.

Петрография. Часть 1. – М.: изд. МГУ, 1976. 384 с.

Пиррус Э. Ленточные глины Эстонии. – Таллин: Валгус. 1963. 143 с.

Подвысоцкий В.Т. Процессы образования россыпей алмазов на Сибирской платформе // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тезисы докладов XII Международного совещания, 25-29 сентября 2000 г.). – М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 287-289.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2002. 359 с.

Полонский Н.В. Материалы к вопросу о географическом распространении диатомитовых отложений на Кольском полуострова // Тр. геоморфол. ин-та, вып. 8 [Кольский диатомитовый сборник]. – Л.: Изд АН СССР, 1934. С. 35-53.

Полканов А.А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. Тр. Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), 1937 Вып. 3. С. 63-80.

Полканов Ю.А., Головкин М.М., Цымбал С.Н. Мелкие алмазы из ореолов и россыпей Украины //Тезисы докладов VIII совещания по геологии россыпей (связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ). – Киев. 1987. С. 318-319.

Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез [Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование]. – М.: Геоинформмарк. 2001. 59 с.

Поляков И.В., Калинин М.М. Алмазы и минералы-спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Записки Всесоюз. минерал. общества. № 1. 1993. С. 96-101.

Поляков И.В., Калинин М.М., Сергеева О.С. Новые аспекты алмазоносности кимберлитов Терского берега Мурманской области // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона (Материалы Всероссийского совещания 24-26 апреля 2001 г., Сыктывкар). – Сыктывкар: Геопринт, 2001. С.121-122.

Порецкий В.С., Жузе А.П., Шешукова В.С. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом кольских диатомитов // Тр. геоморфол. ин-та, вып. 8 [Кольский диатомитовый сборник]. – Л.: Изд АН СССР, 1934. С. 95-210.

Поляков И.В., Калинин М.М., Сергеева О.С. Новые аспекты алмазности кимберлитов Терского берега Мурманской области // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона (Материалы Всероссийского совещания 24-26 апреля 2001 г., Сыктывкар). – Сыктывкар: Геопринт, 2001. С.121-122.

Припачкин П.В., Рундквист Т.В. К проблеме ритмичного строения нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива (Федорово-Панский расслоенный комплекс, Кольский полуостров) // Отечественная геология. 2011. № 2. С.64-75.

Ревин В.В. Отчет о поисково-рекогносцировочных работах на гравийно-песчаный материал и детальной разведке месторождений «Сайда-губа» и «Оленья губа» в районе г. Полярного. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1955. 58 с. Инв. № 633.

Романишко Л.С., Куницын В.Л., Ревин В.В. и др. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Мурманской области масштаба 1:1000000. М., 1973. 214 с.

Росолимо Л.Л. Озерное накопление кремния и его типологическое значение. М.: Наука, 1971. 103 с.

Рубинраут Г. С. Условия формирования россыпей в водной среде на Кольском полуострове// Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. - Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1971. С. 105-114.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. и др. Морены – источник гляциологической информации. – М.: Наука. 1988. 236 с.

Сидоренко А.В. О доледниковой коре выветривания Балтийского щита. ДАН СССР. Т. 106, № 1. 1956. С. 114-117.

Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. – М.-Л., Изд. АН СССР, 1958. 107 с.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова// Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Вып. 1. – Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1960а. С. 5-31.

Сидоренко А.В. Новые данные по россыпям Кольского полуострова. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып.1У. – М.: Госгортехиздат, 1960б. С. 112-116.

Сидоренко А.В. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита// Доклады сов. Геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса. Региональная палеогеография. – М.: Госгеолтехиздат. 1960в. С. 164-171.

Сидоренко А.В., Галахов А.В. Доледниковые континентальные отложения в Хибинах и некоторые вопросы палеогеографии // ДАН СССР. Т. 115, № 1. 1957. С. 161-163.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. – Л.: Изд. ЛГУ, 1965. 168 с.

Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л.: изд. ЛГУ, 1966. 167 с.

Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 145 с.

Спорохина Л.В., Патык-Кара Н.Г., Орлова Н.И., Петраченков А.А. Россыпи зон тектонических уступов - важнейший тип крупных месторождений. – М.: Геоинформмарк, 1997. 53 с.

Страхов Н. М., Бродская Н.Г, Князева Л.М. и др. Образование осадков в современных водоёмах. М.: Изд. АН СССР, 1954. 791 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1.- М.: изд. АН СССР, 1960а. 212 с.

Страхов Н. М. К теории гумидного осадкообразования // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1960б. Т. 35, вып. 3. С. 14-50.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: Изд. АН СССР, 1962. 574 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: "Наука", 1971. 609 с.

Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1976. 164 с.

Субботин В.В., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., и др. Минеральный состав новых проявлений платинометалльного оруденения в восточной части массива Панских тундр// Вестн. МГТУ. Т.3, № 2. 2000. С. 225-234.

Терехов Е.Н., Балувев А.С., Зыков Д.С. «Водораздельные галечники» восточной части Кольского полуострова: тектоническое положение и возможные модели их генезиса// Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII

Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября 2011 г.). Т. 2. Апатиты; СПб, 2011. С. 267-269.

Торфяной фонд РСФСР//Гл. упр. Торфяного фонда при Совете Министров РСФСР. М., 1957 774 с.

Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов береговой зоны моря//Вопросы четвертичной геологии. – Рига: Изд. АН Латв.ССР. Т. 11. Вып. 2. 1963. С. 141-201.

Ульст В. Г., Майоре Я. Я. О распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в песках Латвийского побережья//Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. – Рига: Изд. АН Латв.ССР. 1960. С. 101-122.

Уэйн Б. К. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. С. 425-467.

Фоменко И.И., Завьялова Л.Л. Отчет о результатах поисковых работ на глинистое сырьё для строительной керамики, проведенных в центральной и южной частях Мурманской области в 1979-1982 гг. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1982. 69 с. № ГР 29-79-53/43. Инв. № 3020.

Фурман Р.Р. Отчет о результатах детальной геолого-разведочных работ, проведенных в 1955- 1956 гг на валунно-гравийно-песчаном месторождении Соловарака. – Апатиты. ФГУ ТФИ (Федеральное Госучреждение «Территориальный фонд информации по природным ресурсам») по Мурманской области. 1956. 81 с. Инв. № 81.

Хатчинсон Д. Лимнология. М.: Прогресс, 1969. 592 с.

Херасков Н. П., Потемкин К.В., Спицын А.Н. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов // Закономерности размещения полезных ископаемых, вып.4. – М.: Госгортехиздат, 1960. С.63-74.

Хожаинов Н.П. Источники сноса обломочного материала для палеозойских и мезозойских отложений Воронежской антеклизы// Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд. ВГУ, 1974. С. 3-11.

Чайковский И.И., Коротченкова О.В. Эксплозивные фазы алмазоносных вишеритов западного Урала// Литосфера, 2012. № 2. С. 125-140.

Черняховский А.Г. Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентального литогенеза. – М.: Наука, 1980. С.28-59.

Шарапова А.Ю. Зональная стратиграфическая схема верхнеплейстоцено-голоценовых отложений Северной Европы// Вестник СПбГУ. Сер. 7, вып. 1. 2005. Серия 7. Геол. Геогр. 2005. С. 103-105.

Шельфовая плита Баренцева моря // Тр. Северной Промышленной ассоциации морских геологических исследований "Севморгеология" и Всесоюзного научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов мирового океана "ВНИИОкеангеология". /Ред. И.С. Грамберг. – Л.: Недра, 1988. 263 с.

Шило Н.А. Учение о россыпях. – Владивосток: Дальнаука, 2002. 575 с.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое// Доклады РАН. Т.407, № 3. 2006. С. 378-383.

Штеренберг Л.Е. Основные черты осадконакопления и диагенеза в озерах северной гумидной зоны // Процессы континентального литогенеза. – М.: Наука, 1980. С. 167-185.

Юозапавичус Г.А., Юргайтис А.А., Зимкуте Ю.З. Особенности литогенеза отложений краевых флювиогляциальных гряд и их значение при палеогеографических исследованиях //Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. – Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1981. С. 23-30.

Юргайтис А.А. Литогенез флювиогляциальных отложений области последнего материкового оледенения. – М.: Недра. 1984. 184 с.

Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. М.: Изд. "Земля", 1999. 326 с.

Яковлева Л.В. Донные отложения озер Кольского полуострова // Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Ч.1. Л.: Наука, 1974. С. 195-243.

Яковлева Т.В. Минералогия и химический состав современных донных отложений Восточного Мурмана и Воронки Белого моря // Вопросы литологии донных отложений Баренцева и Белого морей. – Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1979. С. 44-96.

Яковлева Т.В., Гуревич В.И. Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР 1974. С. 87-95.

Allen, J.R.L. Sedimentary structures their character and physical basis. Vol. II. Amsterdam: Elsevier, 1984. 663 p.

Alm, T. Øvre Ærasvatn - palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andoya, northern Norway// Boreas, 1993. Vol. 22. P. 171-188.

Alm, T. & Vorren, K.-D. Climate and plants during the last ice age// Plant life. University of Tromsø, Tromsø Museum. – Tromsø, 1993. P. 4-7.

Andersen B.G. The deglaciation of Norway 15000-10000 B.P.// *Boreas*, 1979. Vol. 8. P. 79-87.

Ashley, G.M. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut// *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. A.V. Jopling and B.C. McDonald (Eds). Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., 23. 1975 P. 304-320.

Bagnold, R.A. Experiments a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear//*Roy. Soc. London Proc. Ser.A.*, v. 225. 1954. P. 49-63.

Bakhmutov, V.G., Yevzerov, V.Ya. & Kolka, V.V. Paleomagnetism and lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka`s periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula // *Geologica Carpatica*. V. 44, № 5. 1993. P. 315-324.

Banerjee, J. Sedimentology of Pleistocene glacial varves in Ontario, Canada (part A). Nature of the grain-size distribution of some Pleistocene glacial varves of Ontario, Canada (part B). – *Geol. Surv. Canada*. 1973. Bull. 226. 60 p.

Behre K.-E. Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglacialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide (Schwindebeck und Grevenhof im oberen Lühetal) / K.-E. Behre // *Flora oder allgemeine botanische Zeitung*. 1962. Bd. 152. H. ½. S.325-370.

Behre, K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe // *Quaternary Science Reviews*. Vol.8. 1989. P. 25-44.

Bouma, A. *Sedimentology of some flysch deposits*. –Amsterdam. Elsevier Publishing Co. 1962. 168 p.

Bülow, K. V. Schwermineralseifen an der mecklenburgischen Ostseeküste// *Arch. Lagerstättenf.* H. 81. 1951. 63 S.

Christensen, W., Larsen, G. Tungsandsforekomster i Danmark // *Danm. Geol. Undersg. Raekke 3*. № 33. 1960. 63 S.

Cousins, C.A., Kinloch, E.D. Some Observations on Textures and Inclusions in Alluvial Platinoids// *Econom. Geol.* V. 71, 1976. P. 1377-1398.

Dansgaard, W., White, J.W.C. & Johnsen, S.J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 1989. P. 532-534.

De Geer, G. *Geochronologia Suecica Principes*// *Kungl. Svenska Vetenskapsak Handl.* Ser. 3, V. 18, № 6. 1940. 367 p.

Donner, J. The identification of Eemian interglacial and Weichselian interstadial deposits in Finnland// *Ann. Acad. Sci. Fenn. A III* 136. 1983. 38 p.

Ekman I. & Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas//*Eastern Fennoscandian Younger Dryas end*

moraines. - Field conference North Karelia, Finland and Karelian ASSR. Geological Survey of Finland. Opas-guide 32. H.Rainio & M.Saarnisto (eds). – Espoo, 1991. P. 73-99.

Engelhardt, W. V. Über die Schwermineralsande der Ostseeküste zwischen Warnemünde und Darsser Ort und ihre Bildung durch die Brandung // Z. angew. Mineral. B. 1. 1937. S. 30-59.

Ensen M., Larsen E., Demidov I., Funder S., Kjær H. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Archangelsk region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 521-538.

Fisher, R.V. Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits // Journal of Sediment. Petrology. V. 41, No 4. 1971 P. 916-927.

Fraser, H.J. An experimental study of varve deposition// Trans. Royal Soc. Canada, Sec. IV. Ser. III, 23,1929. P. 49-60.

Gavrilenko, B.V.& Mitrofanov, F.P. Gold occurrences in Murmansk Region and Northern Karelia: geology and economics // Mineral Deposits, 1997. – Balkema, Rotterdam. P. 197-200.

Gavrilenko, B.V., Petrashova, L.S., Dain, A.D. Proterozoic quartz-vein gold deposit Mayskoe in North Karelia (Russia)// Proceedings of the Nordic Min. Res. Symp. “Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas”. – Trondheim, 1999. P. 81-82.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic shield). – Apatity: Kola Sci. Centre. 1995. 145 p.

Grosswald, M.G. Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin//NATO ASI Series 1, v.12. Ice in the Climate System: Ed. W.R.Peltier. Springer Verlag, Berlin Heidelberg. 1993. P. 1-20.

Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. Boreas, 2006. Vol. 35. P. 493-520.

Gruszka, B. & Zielinski, T. Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin (Pleistocene, Central Poland)//Ann. Soc. Geol. Poloniae. V. 66. 1966. P. 59-81.

Hagen, D., Weiser, Th., U Than Htay. Platinum group minerals in quaternary gold placers in the Upper Chindwin area of Northern Birma // 5th Intern. Platinum Symposium. Bull. Geol. Soc. Finland, № 61, p.1, 1989. P. 45-46.

Hampton, M.A. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents// Journal of Sedimentary Petrology. V. 42. 1972. P. 775-793.

Helmens, K.F., Räsänen, M.E., Jochansson, P.W., Junger, H., Korjonen, K. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quaternary Science Reviews 19, 2000. P. 1605-1623.

Hirvas, H. Glacial transport in Finnish Lapland // Prospecting in areas of glaciated terrain 1977. London: Elsevier, 1977. P. 128-137.

Hirvas H., Tynni R. Tertiaarista savea Savukoskella sekä havaintoja tertiaarisista mikrofossiileista // Geologi. 1976. Vol. 28, № 3. P. 33-40.

Hirvas, H., Kujansuu, R. & Tynni, R. Till stratigraphy in northern Finland. IGCP, Project 73/1/24: Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere. Report 3, 1976. P.256-273.

Hirvas, H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Bulletin 354, 1991. 123 p.

<http://www.arctic-plus.ru>

Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B & Steffensen, J.P. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core// Nature, Vol. 359, 1992. P. 311-313.

Kjær, K.H., Houmark-Nielsen, M., Larsen, E. Weichselian Palaeogeography at the eastern rim of Fennoscandia: distribution of land, sea, lakes and glaciers in northwestern Russia during the last 100 ka BP// Climate and Environment during the Last Deglaciation and Holocene in NW Russia and around the Baltic. Abstract Volume. International Workshop, March 28 – April 2, 2001. St. Petersburg-Znamenka. P 26.

Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeven A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacialgeological inversion model// Journal of Glaciology. 1997. Vol. 43, № 144. P. 283-299.

Korpela, K. Die Weichsel-Eiszeit und ihre Interstadial in Peräpohjola (nordliches Nordfinnland) in Licht von submoränen Sedimenten// Annales Academiae Scientiarum Fennicae. 1969. A III 99. 108 S.

Kuenen, Ph. H. Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents// Geol. fören Forh., Stockholm, Bd.73, H. 1. 1951. P. 69-99.

Kühne, W.G. Goldtransport durch Inlandeis // Aufschluss. 27, № 5. 1976. S. 165-169.

Kujansuu, R. On landslides in Finnish Lapland // Geol. Surv. of Fin., Bull. 256, 1972. 22 p.

Lehman,S.J. & Keigwin,L.D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation// Nature. 1992. Vol.356. P.757-762.

Lintinen P., Al-Ani T. The Vittajänkä kaolin deposit. Geological Survey of Finland. In: Current research 2003-2004, GTK, Special paper 38, 2005. P..41-47.

Lohva J., Lehtimäki J. Geophysical investigation of kaolin and ilmenite deposit in Finland. In: Aerogeophysics in Finland 1972-2004 – methods, systems and applications, GTK, Special paper 39, 2005. P.147-154.

Ludwig, G., Vollbrecht, K. Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermetallkonzentrate und ihre Bedeutung für die Auffindung sedimentärer Lagerstätten// *Geologie*. B. 6. № 3. 1957. S. 233-277.

Lundqvist, J. Glacial morphology as an indicator of the direction of glacial transport// *Glacial indicator Tracing* (Eds. R. Kujansuu, M. Saarnisto). A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield. 1990. P. 61-70.

Mangerud, J. The Last Interglacial/Glacial Cycle in Northern Europe// *Quaternary Landscapes*. L.C.K. Shane and E.J. Cushing (eds.). University of Minnesota Press. Minneapolis, 1991. P.38-75.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification// *Boreas*, № 3. 1974. P. 109-128.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackleton N.J. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy// *Quaternary Research*, 27. 1987. P. 1-29.

McCave, I.N., Jones, K.P.N. Deposition of ungraded muds from high-density non-turbulent turbidity currents// *Nature*. V. 333. 1988. P. 250-252.

Michel H. Die künstlichen Edelsteine. Leipzig, 1926. 480 S.

Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications// *Boreas*, Vol. 33. 2004. P. 123-131.

Møller J.J., Yevzerov V.Y., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula: indicators of climatic change // *The Holocene*. V.12, № 2. 2002. P. 169-176.

Nurmi, P.A., Lestinen, P. and Niskavaara, H. Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian Shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits// *Geological Survey of Finland, Bulletin 351*. 1991. 101 p.

Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 12. №1/2. 1957. P. 123-132.

Polyak, L., Lehman, S.J., Gataullin, V., Timothy Jull, A.J. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea// *Geology*. Vol.23, №6. P.567-572.

Polyak, L., Mikhailov, V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence// *Andrews, J.T., Austin, W.E.N., Bergsten, H. & Jennings, A.E. (eds). Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins. Geological Society Special Publication No. 111*. 1996. P. 323-337.

Postma, G., Nemeč, W. and Kleinspehn, K.L. Large floating clast in turbidites: a mechanism for their emplacement// *Sedimentary Geology*. V. 58. 1988. P. 47-61.

Punkari, M. Glacial geomorphology and dynamics in the eastern parts of the Baltic Shield interpreted using Landsat imagery// *Photogrammetric Journal of Finland*. 1982. № 9. P. 77-93.

Punkari, M. Glacial geomorphology and dynamics in Soviet Karelia interpreted by means of satellite imagery// *Fennia*. 1985. 163(1). P. 113-153.

Punkari, M. Glacial flow systems in the zone of confluence between the Scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets// *Quaternary Science Reviews*. 1995. № 14. P. 589-603.

Punkari, M. Late Weichselian deglaciation in the Barents Sea and low-salinity events in the Norwegian Sea// *Geological Society Special Publication*. London. V. 111. 1996a. P.339-349.

Punkari, M. Glacial Dynamics of the northern European ice sheets// *Department of Geology, Division of Geology and Palaeontology, University of Helsinki, Finland, Dissertation*. 1996b. 24 pp.

Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1:1 000 000/ Niemelä, J., Ekman, I. & Lukashov, A. (Eds.) – Espoo: Geological Survey of Finland. 1993.

Ramsay, W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit// *Fennia*, Helsingfors. 1898. V. 16, № 1. 151 S.

Ramsay, W. Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin// *Fennia*. 1904. V. 21, № 7. S. 1-67.

Ramsay, W. Über die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises im nordlichen Russland// *Fennia*. Helsingfors 1912. V. 33, No 1. S. 1-17.

Rogge, H. I. Zur Erkundungsmethodik litoraler Schwermineralseifen an der südlichen Ostseeküste// *Z. angew. Geol.*, B. 8. H. 2. 1962. S. 57-62.

Rogge, H. I. Vergleich der Lagerungsverhältnisse und Schwermineralführung postglazialer Seifen an der estnisch-kettischen Küste und der DDR // *Z. angew. Geol.* B. 10. H. 11. 1964. S. 567-572.

Saarnisto, M. & Tamminen, S. Placer gold in Finnish Lapland // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 3. 1987. P. 181-194.

Sauramo, M. The quaternary geology of Finland// *Bull. Comm. Geol Finland*, 86. 1929. P. 1-110.

Schlossmacher K. Edelsteine und Perlen. Stuttgart, 1959. 340 S.

Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level// *Quaternary Science Reviews*. 6. 1987. P. 183-190.

Shanmugam, G. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? // *Journal of Sedimentary Research*. 1996. V. 66, No. 1. P. 2-10.

Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E., Shields, K.E. Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies// *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V.79. 1995. P. 477 – 512.

Shanmugam, G. & Moiola, R.J. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma// *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V.79. 1995. P. 672 – 695.

Snyder J.A., Korsun S.A. & Forman S.L. Postglacial emergence and the Tapes transgression, north-central Kola Peninsula, Russia// *Boreas*, Vol. 25. 1996. P. 47-56.

Snyder, J.A., Forman, S.A., Mode, W.N. & Tarasov, G.A. Postglacial relative sea-level history, sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*, V.26. 1997. P.329-346.

Snyder J. A., MacDonald G. M., Forman S. L., Tarasov G. A. & Mode, W. N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe- 3// *Boreas*, Vol. 29. 2000. P. 261–271.

Svendsen J. I., Alexanderson H. Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia// *Quaternary Science Reviews* 23. 2004. P. 1229–1271.

Svendsen, J.I., Astakhov, V.I., Bolshiyarov, D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during Weichselian// *Boreas*. 1999. Vol. 28, № 1. P.234-242.

Weyl, R. Marine Erz-Granatseifen der schleswig-holsteinischen Küsten und ihre Regelmässigkeiten in der Korngrössen und Mineralverteilung // *Z. Geschiebeforsch. und Flachlandsgeol.* B. 13. 1936. S. 63-76.

Yevzerov V.Ya. (Ed.). Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation// *Excursion guide*. Apatity, 1993. 66 p.

Yevzerov, V.Y. Quaternary deposits of sand, gravel and clay in the Murmansk region // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 24. – Espoo, 1997. P. 41-46.

Yevzerov, V.Ya. Deglaciation of the Kola Peninsula and the Belomorian depression// *Abstract of Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop*. – Saint Peterburg, Russia, 5-8 February 1998. P.55.

Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. Cenozoic// *Geology of the Kola Peninsula (Baltic shield)*. – Apatity: Kola Sci. Centre. 1995. P.107-115.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

ЧАСТЬ I. СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛОГО ПОКРОВА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Глава 1. Дочетвертичные образования рыхлого покрова Балтийского щита

1.1. Мезозой

1.2. Палеоген

1.3. Неоген

Глава 2. Четвертичные образования рыхлого покрова Балтийского щита

2.1. Ранний и средний плейстоцен

2.2. Поздний плейстоцен

2.3. Поздний плейстоцен-голоцен

ЧАСТЬ II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЫХЛОМ ПОКРОВЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава 1. Месторождения в каолиновой коре выветривания

Глава 2. Месторождения в гидрослюдистой коре выветривания

Глава 3. Месторождения строительных материалов

3.1. Сырьевые ресурсы, типы месторождений и их распространение

3.1.1. Месторождения песков и песчано-гравийных смесей

3.1.2. Месторождения кирпичных глин

3.2. Строение, состав и формирование месторождений строительных материалов

3.2.1. Краевые и межлопастные образования

3.2.2. Парагенезисы флювиогляциальных дельт: пески и песчано-гравийные смеси

3.2.3. Парагенезисы флювиогляциальных дельт: кирпичные глины

3.2.4. Формирование парагенезиса флювиогляциальных дельт

3.2.5. Поисковые критерии месторождений строительных материалов

Глава 4. Россыпи Балтийского щита

4.1. Предпосылки формирования россыпей

4.1.1. Россыпеобразующие минералы в кристаллических породах территории Балтийского щита

4.1.2. Величина эрозионного среза Балтийского щита

4.1.3. Строение рыхлого покрова щита и вскрытие россыпеобразующих минералов

4.1.4. Роль покровных оледенений в формировании и сохранении россыпей

4.2. Россыпи ближнего сноса

- 4.2.1. *Ловозерская россыпное месторождение лопарита*
- 4.2.2. *Россыпи золота*
- 4.3. Прибрежно-морские россыпи
 - 4.3.1. *Распространение, строение и состав прибрежно-морских россыпей*
 - 4.3.2. *Прибрежно-морские россыпи Кольского региона*
 - 4.3.3. *Формирование прибрежно-морских россыпей*
- 4.4. Перспективы обнаружения россыпей благородных металлов, алмазов и апатита в северо-восточной части Балтийского щита
 - 4.4.1. *Золото*
 - 4.4.2. *Платина*
 - 4.4.3. *Алмазы*
 - 4.4.4. *Апатит*

Глава 5. Органогенные полезные ископаемые

- 5.1. Месторождения сапропелей
 - 5.1.1. *Условия формирования диатомита*
 - 5.1.2. *Месторождения диатомита, возраст и модель образования*
 - 5.1.3. *Прочие виды сапропелей*
 - 5.1.4. *Перспективы обнаружения новых месторождений*
- 5.2. Торфяные месторождения
- 5.3. Ракуша
- 5.4. Жемчуг и европейская жемчужница (*Margaritifera margaritifera*)

ЧАСТЬ III. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛОГО ПОКРОВА СЕВЕРО - ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

ЛИТЕРАТУРА