

**ИЗВЕСТИЯ  
КАРЕЛО-ФИНСКОГО ФИЛИАЛА  
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**NEUVOSTOLIITON TIEDEAKATEMIAN  
KARJALAIS-SUOMALAISEN FILIAALIN  
TIEDONANTOJA**

**№ 4**

**ГОСГЕОЛИЗДАТ**

**1953**

ИЗВЕСТИЯ  
КАРЕЛО-ФИНСКОГО ФИЛИАЛА  
АКАДЕМИИ НАУК СССР

NEUVOSTOLIITON TIEDEAKATEMIAN  
KARJALAIS-SUOMALAISEN FILIAALIN

TIEDONANTOJA

МАТЕРИАЛЫ К ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ  
СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

№ 4



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
МОСКВА 1953

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

*Член-корреспондент АН СССР И. И. Горский (отв. редактор),  
проф. В. Г. Базанов, проф. П. А. Борисов, канд. техн. наук С. В. Григорьев,  
А. В. Иванов (заместитель отв. редактора), канд. истор. наук В. И. Машезерский,  
проф. И. Ф. Правдин, канд. геол.-мин. наук А. Г. Сенюшов (секретарь редколлегии)*

**БИБЛИОТЕКА**  
Нарвельского филиала  
Академии наук СССР

Г. П. ФИЛИНЦЕВ, К. А. ШУРКИН, А. И. КОЗЛОВ

## ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ ССР

Вопросы упорядочения снабжения народного хозяйства СССР высококачественным кварц-полевошпатовым сырьем приобретают в настоящее время возрастающую актуальность и требуют срочного разрешения.

В послевоенный период в стране наблюдается быстрый рост спроса на кварц-полевошпатовые материалы со стороны целого ряда отраслей обрабатывающей промышленности. В частности, крупные потребности в этом сырье возникли в связи с необходимостью обеспечить изоляционной керамикой великие стройки коммунизма.

Однако действующие предприятия по добыче кварц-полевошпатовых материалов плохо организованы, имеют малую производительность и находятся на низком техническом уровне. Поставляемая ими продукция не удовлетворяет основных потребностей ни в количественном, ни в качественном отношении.

Советский Союз обладает крупными природными запасами кварца, шпата и пегматита, позволяющими развернуть добычу этих материалов в нужных масштабах. Правда, подавляющая часть известных отечественных месторождений кварц-полевошпатовых материалов представлена низкосортным сырьем, но новейшие достижения советской науки и техники в области первичной обработки и обогащения нерудных ископаемых обеспечивают возможность получения из этого сырья высококачественной товарной продукции, отвечающей самым высоким техническим требованиям отдельных потребителей.

Пегматитовые месторождения Карело-Финской ССР по своим запасам занимают ведущее положение в балансе природных ресурсов кварц-полевошпатового сырья Советского Союза, причем самый большой интерес, с точки зрения величины запасов и транспортных условий, вызывают выявленные в последние годы приладожские месторождения.

Учитывая напряженное положение со снабжением кварц-полевошпатовым сырьем, создавшееся в послевоенный период, Совет Министров и ЦК КП(б) КФССР еще в 1946 г. предусмотрели восстановление в первой послевоенной пятилетке производства пегматитового сырья в республике. Карело-Финский филиал Академии наук СССР, с первого же года организации его (1946 г.), включился в работу по изучению приладожских месторождений пегматита, кооперируясь с рядом других научных и хозяйственных учреждений (геологические изыскания производились Карело-Финским филиалом Академии наук СССР и Ленгеолнерудтрестом; технологические исследования — лабораторией нерудного сырья Карело-Финского филиала Академии наук СССР и Государственным керамическим институтом; вопросы обогащения изучались институтом «Механобр» и Ленинградским горным институтом).

В 1947 г. Карело-Финский филиал совместно с Ленгеолнерудтрестом поставил вопрос перед Министерством стройматериалов СССР о возможности практического использования пегматитовых месторождений Приладожья и о необходимости усиления геолого-разведочных работ в этом районе. По представлению указанного министерства, Совет Министров СССР в апреле 1948 г. вынес специальное постановление об обеспечении народного хозяйства пегматитом, в котором Совету Министров КФССР вменялось в обязанность организовать разработку приладожских пегматитов с целью немедленного удовлетворения потребности предприятий северных, северо-западных и центральных районов СССР в этом сырье.

В конце 1948 г., по инициативе Карело-Финского филиала Академии наук, при Совете Министров КФССР было создано специальное совещание руководящих республиканских работников и представителей союзной керамической промышленности. На основе материалов этого совещания Совет Министров КФССР принял решение об упорядочении работы приладожских рудников и о необходимости строительства помольно-обогатительного завода в районе Приладожья.

По постановлению Совета Министров КФССР, в 1948 г. было специально организовано Приладожское рудоуправление республиканского Министерства промышленности стройматериалов. В настоящее время силами этого рудоуправления проведены геолого-разведочные работы, представлены и утверждены ВКЗ запасы, ведется промышленная эксплуатация приладожских пегматитов, начато проектирование помольно-обогатительного пегматитового завода в районе месторождений.

Одновременно Главстройстекло Министерства промышленности стройматериалов СССР, по согласованию с Советом Министров КФССР, осуществляет с 1950 г. восстановление пегматито-помольного завода в Кондопоге и детальную разведку (через Ленгеолнерудтрест) Улялежского пегматитового месторождения как сырьевой базы для завода.

Однако, несмотря на все эти мероприятия, положение с разработкой карельских пегматитовых месторождений и главное со снабжением потребителей кварц-полевошпатовым сырьем продолжает оставаться явно неудовлетворительным. Острота положения усугубляется еще и тем, что добыча высококачественных кварц-полевошпатовых материалов в Чупинском районе Северной Карелии, который до Великой Отечественной войны являлся основным поставщиком их для промышленности Европейской части СССР, в настоящее время резко сократилась и имеет мало перспектив для возобновления в прежних масштабах.

Все это вместе взятое вызывает необходимость проведения ряда конкретных мероприятий, направленных на упорядочение добычи и переработки карельского пегматита и снабжения им различных отраслей промышленности Европейской части СССР.

### **Потребность промышленности СССР в пегматитах**

Важнейшим потребителем пегматитов является фарфоровая промышленность. В технологии производства хозяйственного и технического фарфора используются оба основных компонента пегматитовых образований: полевой шпат как флюсующий материал и кварц как отошающий материал.

Только по фарфоро-фаянсовым предприятиям Главфарфора Министерства местной промышленности РСФСР потребность в керамических пегматитах составляла по плану на 1951 г. около 19 тыс. т. К концу второй послевоенной пятилетки эта потребность возрастет не менее чем на 25% и составит около 24 тыс. т.

Предприятия Главизоляторпрома Министерства электропромышленности СССР, вырабатывающие керамические изоляторы, исчисляли свою общую потребность в пегматите на 1951 г. в 9 тыс. т. Во второй после-

военной пятилетке потребность указанных предприятий в пегматите резко возрастет в связи с необходимостью обеспечения керамическими изоляторами великих строек коммунизма и составит в 1955 г., по данным Главизоляторпрома, около 21 тыс. т. К этому нужно добавить неучтенную потребность в пегматите заводов, изготовляющих линейные высоковольтные изоляторы. Продукция этих заводов также должна резко возрасти в связи с планируемым строительством высоковольтных линий электропередач от сооружаемых гигантских электростанций на Волге, Днепре, Дону и др.

Значительно меньшими цифрами характеризуется современная потребность в пегматитах со стороны прочей керамики (санстройизделия, кислотоупоры и т. д.) и абразивов. По данным Керамического института (ГИКИ), она составляет в настоящее время для Европейской части Союза (без Украины) около 2 тыс. т. Однако, в связи с намечаемым во второй послевоенной пятилетке переводом предприятий Главкерамики МПСМ СССР, выпускающих стройизделия, на полуфарфор (в шихту которого будет входить до 15% пегматита), спрос этой группы потребителей на пегматит возрастет к 1955 г. ориентировочно до 15 тыс. т.

В последнее время в качестве нового крупнейшего потребителя пегматитов выдвинулась стекольная промышленность. Как подтвердили производственные испытания, ввод в шихту пегматитовой муки улучшает качество стекломассы и повышает производительность стеклоплавильных печей. Потребность в пегматитах выявлена только для предприятий, входящих в систему МПСМ СССР. При предусмотренном плане роста производительности этих заводов во второй послевоенной пятилетке потребность их в пегматитовой муке возрастет к 1955 г. ориентировочно на 30% и составит около 20 тыс. т. Необходимо отметить, что приведенные выше цифры, иллюстрирующие потребность заводов Главстройстекло в пегматите, определены, исходя из нынешнего ассортимента выпускаемой ими продукции. Во второй послевоенной пятилетке в системе Главстройстекло намечается разветвление производства новых видов продукции из стекла: стеклянных труб, облицовочных плиток и др. Эти новые виды продукции, при организации производства их в достаточно крупных масштабах, предъявят весьма значительный дополнительный спрос на молотый пегматит. По имеющимся данным, потребность предприятий Главтехстекло в пегматите возрастет к 1955 г. ориентировочно на 60% и составит около 40 тыс. т.

Помимо предприятий Главстройстекло и Главтехстекло, значительный спрос на пегматиты могут предъявить в ближайшие годы многочисленные стекольные заводы, входящие в систему других министерств и ведомств.

В незначительных количествах пегматит потребляется в настоящее время предприятиями ряда других отраслей промышленности (нефтяной, машиностроения, станкостроения, производства эмалированных изделий и др.). Однако в ближайшее время следует ожидать значительного увеличения потребности в пегматитах и по этой группе потребителей. Могут возникнуть также новые потребители пегматита, например производство юртландцементов с высоким модулем кремнекислоты. Сводные показатели роста потребности в пегматите главнейших потребителей кварцполевошпатового сырья во второй послевоенной пятилетке приведены в таблице.

Несмотря на включение в приведенную таблицу группы «прочих» потребителей, сводные подсчеты роста промышленных потребностей в пегматите на ближайшие годы крайне осторожны и скорее приуменьшены. Так, неучтенные в числе потребителей фарфорово-фаянсовые предприятия прибалтийских союзных республик и Белорусской ССР уже в настоящее время снабжаются пегматитом из Карело-Финской ССР и своей сырьевой базы не имеют.

| Потребитель   | Годовая потребность<br>(в тыс. т) |         |
|---|-----------------------------------|---------|
|   | 1951 г.                           | 1955 г. |
| Главфарфор Министерства местной промышленности РСФСР                    | 19                                | 24      |
| Главизолятор Министерства электропромышленности СССР                    | 10                                | 21      |
| Прочая керамика и абразивы  | 2                                 | 15      |
| Главстройстекло МПСМ СССР   | 15                                | 20      |
| Главтехстекло МПСМ СССР   | 25                                | 40      |
| Прочие потребители (10% от потребности перечисленных выше потребителей) | 7                                 | 12      |
| Всего . . . .   | 78                                | 132     |

До 1940 г. потребность промышленности СССР в карельских пегматитах составляла 80—90 тыс. т в год и обеспечивалась действовавшими предприятиями всего на 50—60%.

Для полноты освещения вопроса ниже дается краткая характеристика технических требований на пегматит со стороны главных потребителей этого сырья.

Для тонкокерамической промышленности, которая является до сих пор основным потребителем пегматита, пригодным сырьем служит чистый материал без включений железосодержащих минералов. Поэтому в технических условиях главной характеристикой материала является присутствие  $Fe_2O_3$  (по химическому анализу).

Для пегматитов 1-го сорта установлена норма содержания окислов железа до 0,2%; эти пегматиты пригодны для сервизно-художественного фарфора.

В пегматитах второго сорта допускается содержание  $Fe_2O_3$  от 0,2 до 0,3%; этот сорт применяется для производства фарфоровой посуды хозяйственного назначения.

В пегматитах 3-го сорта содержание  $Fe_2O_3$  нормируется от 0,3 до 0,5%; такой материал используется для производства изоляторов и изделий абразивной и кислотоупорной (каменно-керамические изделия) промышленности.

Пегматиты с содержанием окислов железа более 0,5% совершенно непригодны для фарфоровой промышленности и могут быть использованы только в керамической промышленности, изготавливающей изделия, в которых цвет и темные точки («мушки») не отражаются на сортности товарной продукции.

Для нового потребителя пегматитов — стекольной промышленности — качественные характеристики пегматита примерно должны соответствовать техническим требованиям фарфоровой промышленности. Пегматит 1-го сорта пригоден для производства технического и сортового стекла, 2-го сорта — для отдельных видов технического и хорошего оконного стекла, 3-го сорта — для рядового оконного стекла и чистой стеклянной тары; пегматит несортный (с содержанием  $Fe_2O_3$  выше 0,5%) пригоден для грубой стеклянной тары, бутылок и пр. Разработанных и утвержденных технических требований на пегматит для стекольной промышленности еще не имеется.

### Запасы кварц-полевошпатового сырья в Карело-Финской ССР и его качественная характеристика

В Европейской части Союза промышленные месторождения кварца, полевого шпата и пегматита, кроме Карело-Финской ССР, известны на Украине, Урале и в Мурманской области.

Суммарные запасы сырья пегматитовых месторождений Украины составляют всего около 2,0 млн. т, из которых только 45—50% являются балансовыми. В большинстве случаев месторождения представлены небольшими жилами. Наиболее крупное здесь месторождение — Зеленая Могила в Приазовье, где с 1949 г. начаты детальные геолого-разведочные работы. По предварительным данным Главгеологии Министерства промышленности строительных материалов СССР запасы пегматита в этом месторождении составляют около одного миллиона тонн. Качество украинских пегматитов в целом невысокое: пегматит в массе железненный, выветрелый и нуждается в тщательной ручной сортировке или в механическом обогащении.

Общие ресурсы керамического сырья на Урале составляют около 1,5 млн. т, из которых приблизительно половина нуждается в обогащении от вредных примесей. Месторождения представлены здесь также сравнительно мелкими жилами, разбросанными на большом пространстве. В предвоенные годы они почти не разведывались и весьма слабо эксплуатировались.

Керамические пегматиты Мурманской области, где насчитывается около 1000 месторождений, в настоящее время почти не разведаны, качество сырья в них не изучено и запасы его не учтены. Промышленное освоение этих месторождений тормозится сложными (особенно транспортными) условиями Заполярья.

Карело-Финская ССР в отношении кварц-полевошпатового сырья, по сравнению с указанными районами, обладает явными преимуществами. К настоящему времени на территории республики выявлено три района концентрации промышленных пегматитовых месторождений: Беломорский в Северной Карелии, Улялегский и Питкярантский в Южной Карелии.

#### Беломорское пегматитовое поле

Запасы сырья в Северной Карелии, по подсчетам П. А. Борисова (1950 г.), выражаются в сумме около 5,8 млн. т из которых 2,9 млн. т представлены не требующими обогащения разностями — кварцем, шпатом и товарным пегматитом. Утвержденных ВКЗ запасов керамического сырья здесь практически нет.

Необходимо указать, что наиболее крупные и удобные в транспортном отношении месторождения пегматитов Северной Карелии (Панфилова Варака, Оленьчик, Кривое Озеро, им. Чкалова и др.) почти выработаны. Указанные выше 5,8 млн. т рассредоточены более чем в 150 жилах, разбросанных на обширном пространстве от Кандалакши до Беломорска. В большинстве случаев эти месторождения находятся в условиях полного бездорожья и отдалены от основных сухопутных и водных транспортных путей. Возможности добычи пегматита здесь ограничиваются также организационными особенностями треста Союзслюдокомбинат, работающего на этих месторождениях и добывающего кварц-полевошпатовое сырье только попутно со слюдой. Вопросами планирования добычи кварц-полевошпатового сырья, комплексного использования пегматитовых месторождений и обеспечения керамической промышленности кондиционным сырьем Союзслюдокомбинат не занимается.

При современной оценке беломорских пегматитов в качестве основной базы для бесперебойного снабжения потребителей кварц-полевошпатовым сырьем следует принимать во внимание не все месторождения Северной Карелии, а лишь те из них, которые имеют запасы в накопленных за прошлые годы отвалах или разрабатываются ныне Союзслюдокомбинатом и расположены при этом в наилучших транспортных условиях. Такими месторождениями в настоящее время являются только два: им. Чкалова и Хетолабинское.

Месторождения, находящиеся в районе рудника им. Чкалова, могут поставлять кварц-полевошпатовый материал к железнодорожной станции Чула (с двойной перегрузкой) или непосредственно потребителям (водным путем). Используются главным образом пересортированные старые отвалы этих месторождений, дающие сырье в сравнительно ограниченном и систематически убывающем количестве.

В Хетоламбинской группе месторождений из 22 жил только 4 (№ 1, 2, 3 и 12) содержат товарное и требующее обогащения сырье. Суммарные запасы жил достигают 0,5 млн. т. В настоящее время только эти жилы являются реальным источником снабжения промышленности керамическими материалами, так как они связаны автомобильной дорогой с пристанью Пулонга (7 км) и с железнодорожной станцией Чула (27 км).

Что касается месторождений, эксплуатируемых Союзслюдокombинатом в окрестностях Пулонгского, Лоухского, Постельного и других озер, а также недоработанных в свое время трестом Карелгранит чисто керамических жил, где остались сравнительно небольшие запасы (Чернореченская группа и др.), то вывозка кварц-полевошпатового материала из них требует организации специальных транспортных связей (сухопутных и водных) с затратами значительных капиталовложений.

Таким образом, приходим к выводу, что невыработанные месторождения Беломорского пегматитового поля в Северной Карелии мало доступны без крупных затрат на транспортное строительство и в настоящее время не могут быть приняты как надежная и перспективная база кварц-полевошпатового сырья для фарфоровой и стекольной промышленности Европейской части СССР. Только месторождения Чкаловской и Хетоламбинской групп Беломорского пегматитового поля могут в течение ближайших лет снабжать пегматитом фарфоровые и другие заводы в количестве 30—40 тыс. т в год. Они могут также удовлетворять потребность промышленности в чистых разностях шпата и кварца, которая в настоящее время определяется цифрой в 10—12 тыс. т в год (металлургия, станко- и приборостроение, производство средств связи, специальных глазурей и пр.).

#### Улялегское пегматитовое поле

Открытые в 1934 г. экспедицией Наркомцветмета Улялегские месторождения обладают крупными геологическими запасами пегматита, но до 1950 г. они были охарактеризованы разведочными работами довольно слабо. С 1950 г. Ленгеолнерудтрест, с целью подготовки запасов категории В для снабжения сырьем восстанавливаемого в настоящее время пегматито-помольного цеха при Кондопожском заводе электроплавящихся огнеупоров (Главстройстекло МПСМ СССР), осуществляет разведку одного из Улялегских месторождений — пегматитового штока Брусничное.

По предварительным данным запасы этого месторождения, расположенного в 1,5—2,0 км от ст. Пески железнодорожной ветки Петрозаводск—Суоярви, ориентировочно составят по категории В около 0,7 млн. т и по категории  $C_1 + C_2$  1,0 млн. т.

По качеству пегматиты Брусничного значительно уступают сырью северокарельских месторождений. Выход материала 1-го и 2-го сорта (с содержанием  $Fe_2O_3$  от 0,08 до 0,3%) составляет здесь не более 20% всей горной массы, 3-го сорта (до 0,5%  $Fe_2O_3$ ) — около 30%. Оставшиеся 50% приходятся на долю материала, требующего механического обогащения от вредных примесей, — турмалина, биотита, пирита, мусковита и других минералов. Предварительное испытание этого сырья, проведенное ГИКИ в 1940—1941 гг., показало возможность применения материала

2-го и 3-го сорта для технического фарфора, а опытное обогащение в институте Механобр — возможность получения первосортного кондиционного пегматита.

Вблизи Брусничного известны еще два крупных месторождения пегматитов — Большое и Кюрьяльское — с суммарными геологическими запасами около 7,5 млн. т. Так как эти месторождения почти не затрагивались разведочными работами, их промышленная оценка не может быть достаточно обоснована в настоящее время. В целом для месторождений Улялегского пегматитового поля отрицательными факторами являются необходимость обогащения материала и отсутствие возможности транспортировки его водным путем.

Таким образом, Улялегское пегматитовое поле в настоящее время не может служить основной базой для немедленной организации здесь производства молотого пегматита ввиду малой изученности самих месторождений, а также ввиду отсутствия подготовленных к эксплуатации запасов. Однако использование их в дальнейшем в качестве сырьевой базы для пегматито-помольного цеха при Кондопожском заводе электроплавящих огнеупоров несомненно следует признать целесообразным, так как эти пегматиты расположены к заводу наиболее близко (146 км) по сравнению с питкьярантскими и северокарельскими.

#### Питкьярантское пегматитовое поле

В пределах Питкьярантского пегматитового поля, изучавшегося в 1946—1949 гг. Карело-Финским филиалом Академии наук СССР и Ленгеолнерудтрестом, к настоящему времени выявлены запасы керамического сырья в общей сложности около 6,7 млн. т. Из этой цифры на 1/1 1952 г. по семи месторождениям ВКЗ утверждены запасы по промышленным категориям  $A_2 + B$  2,9 млн. т и по категории  $C_1$  0,7 млн. т. Кроме того, по неразведанным, но частично опробованным месторождениям (27 тел) геологические запасы выражаются в сумме 2,5 млн. т.

Следует особо подчеркнуть высокую концентрацию разведанных запасов на очень небольшой площади (2 км  $\times$  150—200 м) в прилегающей к Ладожскому озеру части п-ва Куйваними, где в семи пегматитовых штоках заключено 63,6% всех запасов района, в том числе все запасы промышленных категорий  $A_2 + B = 2,9$  млн. т. От железной дороги месторождения находятся всего в 5—7 км. Концентрация запасов, возможность транспортировки материала не только сухопутными, но и водными путями, а также расположение месторождений на 700—800 км ближе к потребителям, чем северокарельские, выгодно выделяют питкьярантскую группу среди других пегматитовых районов Карело-Финской ССР.

Эти месторождения отличаются от Улялегских и Беломорских также горно-техническими условиями добычи. Все семь разведанных тел возвышаются над окружающей местностью на 8—25 м, совершенно не покрыты четвертичными отложениями и на 50—70% освобождены эрозией от вмещающих кристаллических пород. Они допускают широкое применение механизации при эксплуатационных работах, не потребуют водоотлива, имеют удобные места для размещения отвального хозяйства и рудничных построек и, располагаясь цепочкой, позволяют ограничиться постройкой лишь одного подъездного пути от всех будущих карьеров к пегматито-помольному заводу.

Необходимо, однако, отметить, что пегматитовое сырье рассматриваемых месторождений, как и улялегских, невысокого качества и нуждается в обогащении. Самая тщательная рудоразборка в процессе опробования Ленгеолнерудтрестом и технические испытания проб, проведенные в 1947—1950 гг. Карело-Финским филиалом Академии наук СССР

и Керамическим институтом, показали следующий выход пегматита из горной массы по сортам (среднее по семи месторождениям):

|  |            |                |
|--|------------|----------------|
| I сорт ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ до 0,2%)          | до 0,20%   | — выход до 8%  |
| II сорт ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ от 0,2 до 0,3%)  | до 0,30%   | — выход до 22% |
| III сорт ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ от 0,3 до 0,5%) | до 0,50%   | — выход 19%    |
| IV сорт ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ выше 0,5%)       | выше 0,50% | — выход 51%    |

При массовой добыче материала такая тщательная сортировка или невозможна ввиду мелкозернистости пегматита или же намного снижает производительность труда. Опыт показал, что продукцию приладожских карьеров без предварительного механического обогащения (отделения биотита, граната, сульфидов и пр.) нельзя использовать для изготовления художественного, хозяйственного и отчасти технического фарфора.

В результате исследований, проведенных в 1947 г. институтом Механобр, установлена возможность обогащения приладожских пегматитов. После сухой электромагнитной обработки молотого пегматита на индукционно-роликовом сепараторе получается вполне приемлемый товарный продукт.

Опытные работы по обогащению приладожских пегматитов, проведенные институтом Механобр, Горным институтом (Ленинград) и другими организациями, установили полную возможность сухого электромагнитного обогащения, при котором из несортного продукта с содержанием 0,7—1,0%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (по химическому анализу) можно получить стандартный высококачественный материал 1-го и 2-го сорта (0,15—0,25  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Промышленных установок по электромагнитному обогащению этого сырья пока нет, но все имеющиеся данные говорят о том, что такая аппаратура в ближайшем будущем может быть создана.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют сделать вывод, что по степени изученности, подготовленным запасам, горно-техническим и транспортным условиям приладожские месторождения наиболее пригодны в качестве основной базы для организации крупного централизованного производства обогащенного молотого пегматита.

### Добыча пегматита в Карело-Финской ССР

Ежегодная продукция пегматитовых карьеров на Украине до Великой Отечественной войны составляла 2—4 тыс. т, месторождения на Урале почти не эксплуатировались, и основным поставщиком керамического сырья для промышленности Европейской части Союза являлась КФССР. Месторождения Северной Карелии в предвоенные годы давали до 80—85% всей продукции керамического сырья Союза. Ведущая роль Карело-Финской республики в области снабжения народного хозяйства СССР кварц-полевошпатовым сырьем обеспечивалась как наличием на ее территории крупнейших пегматитовых месторождений, так и тем, что вопросами добычи, переработки и снабжения потребителей занималась специальная хозяйственная организация — трест Союзкарелгранит, который занимался также добычей каменных строительных и облицовочных материалов.

До 1930 г. Чупинские разработки треста Союзкарелгранит снабжали керамическую промышленность исключительно мономинеральным полевым шпатом и кварцем, а с 1930 г. также пегматитом. Последний после пуска в эксплуатацию Кондопожского пегматито-помольного завода в 1937 г. стали отгружать в виде пегматитового порошка в количестве до 15 тыс. т в год.

С 1917 по 1940 г. из Северной Карелии было вывезено около 600 тыс. т керамического сырья различного ассортимента. Ежегодная добыча Чупинских пегматитовых карьеров в последние предвоенные годы колебалась в среднем от 30 до 50 тыс. т.

После Великой Отечественной войны, в связи с разрушением завода в Кондопоге, истощением наиболее крупных и удобных в транспортном отношении месторождений в Чупе и ликвидацией треста Союзкарелгранит, снабжение промышленности чупинским пегматитом резко сократилось. Часть пегматитовых карьеров Карелгранита перешла в ведение Союзслюдокombината, занятого исключительно добычей слюды, месторождения, не содержащие слюды, были законсервированы. Достаточно указать, что в 1950 г. Союзслюдокombинатом было отгружено всего лишь около 10 тыс. т шпата, кварца и пегматита, а отгрузка на 1951 г. планировалась в размере 11 тыс. т.

Вследствие своей высокой технической ценности чупинские кварц и шпат (так же, как и до войны) в 1950 г. отгружались более чем 100 предприятиям, расположенным не только в Европейской части Союза, но и на Дальнем Востоке, в Средней Азии, Азербайджане и ряде других районов.

Сырьевой голод, испытываемый фарфоровыми заводами, в послевоенный период вызвал острую необходимость немедленно найти заменителей чупинского пегматита. И как только появились первые сведения о наличии пегматитов в Приладожье, здесь еще до окончания разведочных работ Министерством промышленности стройматериалов КФССР, по постановлению Совета Министров СССР, в 1948 г. было организовано Приладожское пегматитовое рудоуправление с двумя карьерами (Койриной и Серая горка). В 1950 г. рудоуправлением был открыт третий карьер (Нюринсаари).

В 1949—1950 гг. вновь организованное предприятие поставляло потребителям в среднем около 20 тыс. т пегматита и согласно плану должно довести добычу в 1951 г. до 22 тыс. т, а в 1952—1955 гг.—до 50—60 тыс. т в год.

Однако состояние рудничного хозяйства на карьерах рудоуправления еще неудовлетворительно — добыча ведется ручным способом, без достаточной механизации. Так как ручная рудоразборка в карьерах, несмотря на ряд предпринятых Керамическим институтом мер, не дает удовлетворительных результатов, заводы-потребители, вынужденные брать из Приладожья несортный материал из-за отсутствия другого, терпят большие убытки на снижении сортности продукции и на перевозках некондиционного сырья, большей частью идущего в отвалы.

Существенно отметить, что основной потребитель приладожских пегматитов Главфарфор Министерства местной промышленности РСФСР, на 1951 г. отказался от поставляемой рудником продукции и требует только отборного пегматита. Приладожское рудоуправление не в состоянии выполнить требование Главфарфора, так как получить на руднике отборный кусковой пегматит невозможно. Таким образом, потребности Главфарфора в кондиционном пегматите до постройки помольного обогатительного завода в Приладожье целесообразно покрывать за счет увеличения добычи пегматита на северных месторождениях республики.

Для скорейшего разрешения вопроса об использовании приладожских пегматитов необходимо всемерно ускорить выполнение решения Совета Министров КФССР о срочной постройке пегматито-помольного обогатительного завода в Приладожье, сроки пуска которого находятся под угрозой срыва. Восстанавливаемый в настоящее время Кондопожский пегматито-помольный цех не может удовлетворить всей потребности в пегматитовом сырье.

Потребность в пегматите одной лишь стекольной промышленности, тяготеющей к карельскому кварц-полевошпатовому сырью, выражается цифрой порядка 50—60 тыс. т в год, следовательно Кондопожский завод, который в 1952 г. должен дать 42,8 тыс. т молотого пегматита, не может удовлетворить полностью потребность даже одной стекольной промышленности. Кроме того, в технологической схеме пегматитового

цеха недостаточно проработан вопрос об обогащении пегматита в процессе его размола, а между тем, как неоднократно отмечалось, улялежские и питкьяранские пегматиты, на которых будет базироваться этот цех, не могут быть применены в керамической промышленности без обогащения. Таким образом, пуск в эксплуатацию Кондопожского пегматито-помольного цеха ни в количественном, ни в качественном отношении не разрешает проблемы снабжения керамической промышленности молотым пегматитом. Следовательно, единственно правильным решением остается строительство пегматито-помольного обогатительного завода в Приладожье для снабжения фарфоровых заводов кондиционным материалом и одновременное восстановление помольного цеха в Кондопоге для покрытия потребностей стекольной промышленности.

### Выводы

1. Современная потребность в кварц-полевошпатовом сырье различных отраслей промышленности Европейской части СССР находится в резком несоответствии с производственными возможностями и техническим уровнем действующих предприятий по добыче этого сырья. Увеличивающийся рост спроса на кварц-полевошпатовые материалы в связи с развертывающимся строительством гигантских гидростанций на Волге, Днестре и Дону вызывает неотложную необходимость коренной перестройки всей организации снабжения кондиционным керамическим сырьем соответствующих отраслей народного хозяйства.

2. Успешное разрешение проблемы обеспечения страны высококачественными кварц-полевошпатовыми материалами возможно только на базе широко развернутой и правильно организованной эксплуатации пегматитовых месторождений Карело-Финской ССР.

3. Среди выявленных к настоящему времени на территории Карело-Финской ССР трех основных районов пегматитовых месторождений — Беломорского, Улялежского и Приладожского, наиболее удобным для быстрейшего хозяйственного освоения по горно-техническим и транспортным условиям, а также по величине подготовленных к эксплуатации запасов являются месторождения Приладожья. Наиболее крупные и удобные в транспортном отношении месторождения в Беломорье в основном уже выработаны, а Улялежский пегматитовый район еще недостаточно детально изучен.

4. В настоящее время решен вопрос о строительстве двух предприятий по переработке пегматита на территории Карело-Финской ССР: пегматито-помольного в Кондопоге (Главстройстекло МПСМ СССР) и помольно-обогатительного в Приладожье (МПСМ КФСР).

Кондопожский пегматито-помольный цех, восстанавливаемый в составе завода электроплавящихся огнеупоров на базе разрушенного во время войны предприятия и рассчитанный на выпуск 42,8 тыс. т молотого пегматита в год, ориентируется в основном на обеспечение потребности стекольной промышленности. Помольно-обогатительный завод в Приладожье проектируется на мощность 50 тыс. т товарной продукции и ориентируется на обеспечение кондиционным материалом предприятий керамической промышленности.

Проектируемая производительность этих заводов не обеспечит полного удовлетворения промышленности Европейской части СССР (без Украины) в молотом пегматите, что вызывает необходимость пересмотра вопроса о проектной мощности Приладожского завода и об ассортименте его продукции.

5. Низкий уровень механизации работ на рудниках Приладожья представляющих собой базу для обоих заводов (Кондопожского — до открытия собственного карьера в Улялегах) снижает производительность

рудников, и они не могут обеспечить потребность проектируемых предприятий в исходном сырье.

6. Пегматиты приладожских и улялегских месторождений невысокого качества трудно поддаются ручной сортировке и дают низкий выход товарной продукции, а поэтому они требуют обязательного обогащения. Установлена возможность обогащения приладожских пегматитов. Низкокачественный молотый пегматит после сухой электромагнитной сепарации становится продуктом 1-го и 2-го сорта, пригодным для производства тонкокерамических изделий ответственного назначения. Промышленных установок по электромагнитному обогащению пегматитов еще нет, но все имеющиеся материалы по этому вопросу говорят о том, что такая аппаратура в ближайшие годы может быть создана.

7. В проектном задании Приладожского помольно-обогажительного завода не предусматривается получение мономинерального полевошпатового и кварцевого продуктов, необходимых как самому заводу для дозировки компонентов при выпуске стандартного по составу молотого продукта, так и ряду других предприятий, потребляющих только чистые полевой шпат и кварц. При проработке этого вопроса следует учесть и возможность разделения пегматитов на мономинеральные разности путем флотации с применением органических реагентов, доказанную последними работами института Механобр, и возможность снабжения завода кусковым материалом чистых разностей из чупинских месторождений.

8. До постройки помольно-обогажительного завода кусковой пегматит с приладожских и улялегских месторождений нельзя применять для производства ответственных изделий из фарфора, на это время единственным источником доброкачественного кускового пегматита являются месторождения Беломорского пегматитового поля Карело-Финской ССР.

9. В настоящее время, после ликвидации треста Союзкарелгранит, добыча пегматита и снабжение им промышленности производятся неорганизованно, зачастую самими потребителями. Отсутствие единой добывающей и планирующей организации еще более усугубляет голод промышленности в кварц-полевошпатовом сырье. Совет Министров КФССР летом 1950 г. поставил вопрос о восстановлении треста Союзкарелгранит; в настоящее время этот вопрос находится на разрешении.

К. А. ШУРКИН

## МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

В период 1946—1948 гг. сектором геологии Карело-Финского филиала Академии наук СССР проводились исследования геологии и минералогии Питкярантского пегматитового поля (В. Д. Никитин, К. А. Шуркин). Некоторые сведения о самих пегматитах, а также общие выводы о геологии этого района уже опубликованы в печати [3, 4, 5, 6, 7, 14, 15]. В процессе исследований были получены также новые данные о тектонической структуре участка Импилахти-Питкяранта, имеющие частное значение, но вместе с тем представляющие некоторый общий интерес в связи с вопросом о характере деформаций древнеархейского фундамента в зонах более молодой складчатости.

Настоящая статья посвящена изложению основных результатов изучения тектонических особенностей северной части Питкярантского пегматитового поля. Прежде чем перейти непосредственно к изложению этих результатов, приведем краткую характеристику развитых здесь комплексов пород.

Наибольшим распространением в пределах исследованного участка пользуются нижнеархейские гранито-гнейсы, которые обнажаются среди толщи ладожских кристаллических сланцев в виде округлых «окоп» (рис. 1).

В составе комплекса преобладают розовые биотитовые гнейсы, нередко переслаивающиеся с серыми плагиоклазовыми или роговообманковыми. Встречаются также относительно небольшие линзообразные прослои кварцитов и гнейсов с гедритом, диопсидом и эпидотом.

Вся гнейсовая толща неравномерно мигматизирована. При этом намечается два периода мигматизации, связанных с соответствующими гранитами, представленными здесь огнейсованными разностями.

Наиболее ранние граниты микроклинплагиоклазового состава развиты в двух участках: в пределах полосы шириной 1,5—2 км, вдоль западного берега залива Сумерианлахти (Мурсульский блок) и в районе озера Суури—Тоутенлампи (Койринойско-Питкярантский блок).

Более поздние, существенно микроклиновые граниты отделяются от первых интрузией пород основного состава и нигде в пределах описываемой территории не обнаружены в виде сколько-нибудь крупных масс. Но связанная с этими гранитами мигматизация отчетливо проявляется как в самих гнейсах, так и в только что упомянутых основных породах. Последние пользуются довольно широким распространением, представлены дайкообразными и штокообразными телами и по петрографическому составу относятся к различным типам полевошпатовых амфиболитов, изредка с порфиробластами граната и магнетита. На основании мор-

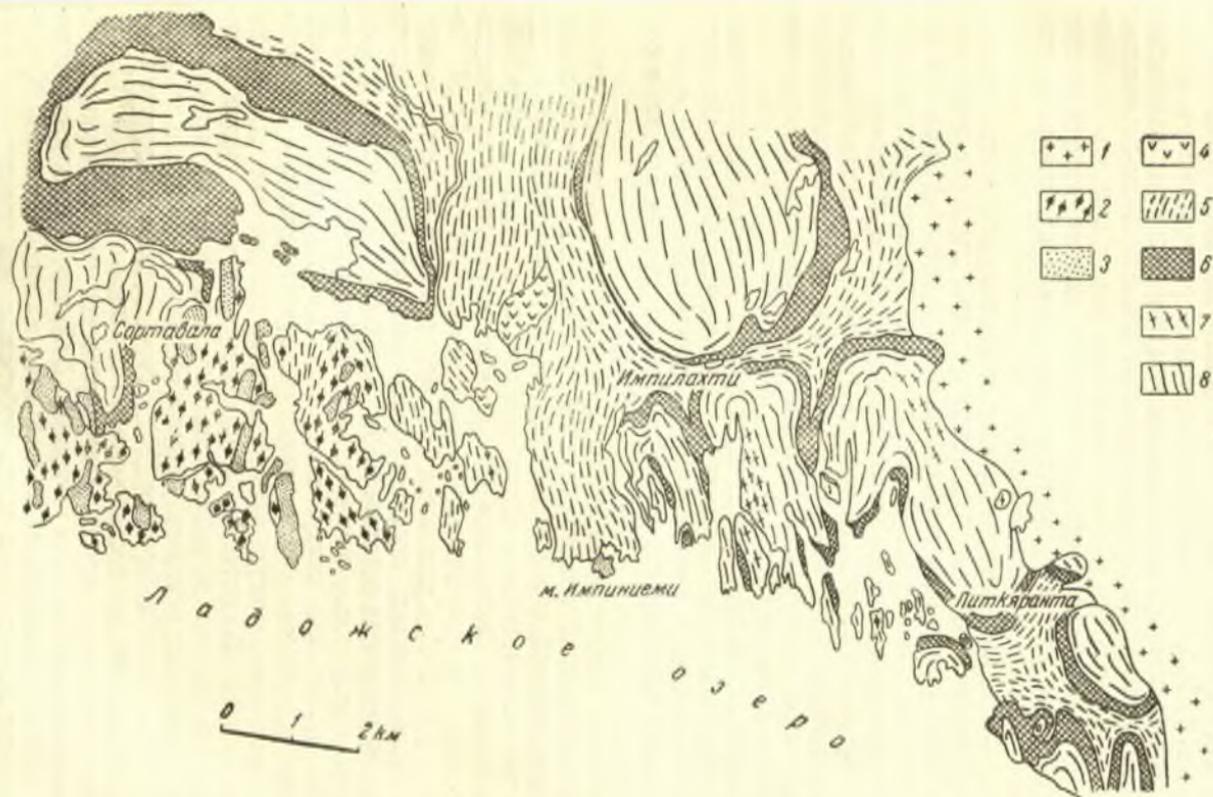


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северного побережья Ладожского озера (составлена по материалам А. А. Миндлиной, Л. Н. Патрубович, Т. В. Перекалиной, Г. М. Саранчиной, Н. Г. Судовикова, К. А. Шуркина)

1—иотнийские граниты рапакивы

Постладожский комплекс: 2—мигматиты, 3—граниты, грано-диориты, диориты; 4—габбро-диориты, горнблендиты, мангериты. Ладожская формация: 5—биотито-гранатовые, биотито-кварцевые сланцы и кварциты (верхний горизонт), 6—роговообманковые сланцы, метаморфизованные известняки и амфиболиты (нижний горизонт).

Нижеархейский комплекс: 7—гнейсо-граниты, 8—мигматизированные гнейсы и ортоамфиболиты

фологии и химического состава<sup>1</sup> тел, а также найденных реликтовых оцитов структур можно предполагать, что первоначально, до мигматизации, эти породы были диабазами и габбро-диабазами.

Кристаллические сланцы так называемой ладожской формации [19], залегающие между «окнами» мигматизированных гранито-гнейсов, подразделяются на два горизонта.

Нижний горизонт четко обрамляет гнейсы; видимая мощность его от 150 до 250 м. В составе этого горизонта преобладают сланцеватые амфиболиты и роговообманковые сланцы. В подошве, средней части и кровле горизонта встречаются пропластки доломитизированных кристаллических известняков или зоны тонкого переслаивания известковисто-силикатных пород с роговообманковыми и биотит-гранатовыми сланцами. В большинстве случаев известняки содержат в том или ином количестве актинолит, тремолит, обыкновенную роговую обманку, диопсид, скаполит, оливин, шпинель, магнетит, пирит, пирротин и пр.

Верхний горизонт ладожской формации в северной части района (Импилахти—Киттеля) слагается главным образом крупночешуйчатыми биотито-гранатовыми или филлитовидными сланцами; местами здесь встречаются сланцы с силлиманитом и кварцитами. На юге участка (Питкяранта и прилегающие острова) преобладают мелкозернистые биотито-кварцевые и двуслюдяные сланцы той же формации, в которых кое-где встречаются прослойки с округлыми, овальными, роликообразными образованиями карбонатно-силикатного состава, так называемые «шаровые сланцы» финских авторов [16 и др.].

Оба горизонта ладожской формации неравномерно мигматизированы (артериты, тонкопослойные мигматиты, пегматиты и пр.). Особенно богаты пегматит-аплитовыми и кварцевыми прожилками сланцы верхнего горизонта, а также зоны переслаивания роговообманковых сланцев с карбонатными породами.

Постладожские интрузивные породы, с которыми связаны весьма широко распространенные аплитовые, пегматитовые и кварцевые жилы, в пределах описываемой части побережья не образуют крупных массивов, но нередко встречаются в обоих горизонтах сланцев в виде даек и жил (аплитовидные, биотитовые или двуслюдяные граниты, гранит-порфиры и т. п.). Согласно данным Т. В. Перекалиной [8, 9], Г. М. Саранчиной [10, 11] и Н. Г. Судовикова [13], относящимся к центральной и западной Приладожье, постладожская интрузивная деятельность началась внедрением пород основного состава (перидотиты, пироксениты, габбро-диориты и др.), после чего в период наиболее сильных тектонических движений произошла интрузия гранитов преимущественно олигоклазового состава. Массивы этих гранитов, многочисленные в районе г. Сортавала, на нашем участке восточнее мыса Иминнеми до сих пор нигде не установлены. В восточном направлении затухает также и степень мигматизации ладожской толщи; следует лишь заметить, что сланцы в районе Питкярантских островов мигматизированы несколько сильнее, чем в центральной части побережья [15]. Кроме того, в Западном Приладожье, по данным тех же исследователей и финских геологов [16, 19], имеются более молодые (моложе олигоклазовых) микроклиновые граниты, распространенные на о-ве Путсаари. Дайки этих гранитов встречаются и на материке между пос. Лахденпохья на юге и заливом Кирьявалахти на севере. В восточной части побережья эти граниты, по видимому, также отсутствуют, но одинаковое с ними положение в страти-

<sup>1</sup> Содержание окислов (в %) в ортоамфиболитах по данным трех химических анализов колеблется в следующих пределах: SiO<sub>2</sub> 50,23—51,25; TiO<sub>2</sub> 0,9—0,17; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,02—15,18; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,74—5,84; FeO 19,15—13,13; MnO 0,67—0,9; MgO 3,74—5,55; CaO 7,01—10,32; Na<sub>2</sub>O 2,61—2,74; K<sub>2</sub>O 0,57—1,37. По числовым коэффициентам А. Н. Заварицкого (f' + m') все три образца амфиболитов почти тождественны типичным габбро-норитам, а по a, s, m' и  $\varphi$  ближе стоят к нормальным диабазам.

графической колонке занимают крупные штоки и жилы пегматитов, представляющих практический интерес как месторождения керамического сырья [1, 3, 5].

Наиболее молодыми интрузивными породами в районе исследований являются иотнийские граниты рапакиви, прорывающие все более древние образования северо-восточнее г. Питкяранта. Связанные с ними аплиты секут и цементируют зоны брекчирования в только что упомянутых пегматитах.

Таким образом, к настоящему времени можно считать установленным наличие в северном Приладожье пяти различных по возрасту интрузий гранитов: двух нижнеархейских, двух постладожских и одной иотнийской. Внедрение гранитов, очевидно, было связано с определенными этапами тектонического формирования района.

Прежде чем перейти к структурно-тектонической характеристике комплексов метаморфических пород, слагающих северную часть Питкярантского пегматитового поля, и сделать выводы о связи периодов интрузивной деятельности с периодами тектогенеза, следует кратко остановиться на истории развития основных идей о тектонических особенностях района.

Впервые на своеобразную форму контуров площадей, сложенных гранито-гнейсами, обратил внимание А. Е. Торнебом [21], картировавший окрестности Питкяранты в 1893 г. Он пришел к заключению, что форма этих площадей является следствием эрозии древнего фундамента, в депрессиях рельефа которого со стратиграфическим несогласием отложились осадки ладожской толщи. О. Трюшtedт [20] в монографии, посвященной Питкярантскому рудному полю, касаясь геологии этого района, указал, что ладожская формация, залегающая «на абрадированной поверхности» (стр. 102) нижнеархейских гнейсов, была позднее совместно с гнейсами смята в складки «давлением широтного направления». Позднее П. Холмквист [17], разбирая вопрос о «несоответственной» складчатости в архейских областях, на основании анализа геологической карты О. Трюшtedта подчеркнул участие гнейсов в постладожских тектонических движениях как масс более жестких по отношению к ладожским сланцам, но все же пластичных. Судя по его изложению, гнейсы собраны в складки типа брахиантиклиналей. Ц. Вегман [22], рассматривая в целом структуру всего Северного Приладожья, считал, что здесь оказались вскрытыми корневые части складчатой системы, возникшей на месте ладожской геосинклинали в посткарельское время. Согласно его представлениям, гнейсовый фундамент также претерпел пликативные дислокации.

Точка зрения А. М. Даминовой (1945 г.) совершенно противоположна всем высказанным ранее. Она считала гнейсовые массы конформными интрузивами постладожского возраста, внедрившимися в ядерные части антиклинальных структур. Форма этих образований, по Даминовой, всецело определяется характером складчатости ладожской толщи.

Несколько позднее Н. Г. Судовиков (устное сообщение), основываясь на материалах детального картирования центральных районов Приладожья, проведенного А. А. Миндлиной и Л. Н. Патрубович (1945 г.), указал северное побережье Ладожского озера в качестве примера «глубинной складчатости» в понимании Э. Арганна.

Сами авторы первичных материалов — А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович, впервые описавшие ряд конкретных структур, используя статистический метод Вегманна [23], пришли к заключению, что нижнеархейский фундамент в посткарельскую эпоху диастрофизма претерпел совместно с ладожскими сланцами складчатые деформации и возникшие в гнейсах брахиантиклинальные поднятия характеризуются падением главных осей на ЮЮВ под углом 30—45°. В ладожской толще этими исследователями было установлено широкое проявление дифференциаль-

ных движений, вызвавших образование складок волочения и буднаж-структур. Кроме того, поддерживая мысль В. Хакмана [16] о «почти аутохтонном залегании» ладожских пород на гранито-гнейсах, А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович описали ряд обнажений тектонического контакта между этими двумя комплексами.

На основании приведенных литературных данных можно сделать следующие выводы.

1. В литературе высказывались взаимоисключающие точки зрения — о стратиграфическом, эруптивном и тектоническом характере контактов между гнейсами и ладожской формацией.

2. Внутренняя структура комплекса гнейсов оставалась в деталях не расшифрованной, и большинство исследователей считали форму гнейсовых масс результатом пластических деформаций типа брахиантиклинальных структур. Некоторые (например Н. Г. Судовиков) высказывались за возможность иной их структурной интерпретации (глыбовая складчатость). Особенности внутренней структуры ладожской толщи были определены только в общих чертах. Наличие дифференциальных движений было отмечено только в последние годы (А. А. Миндлина, Л. Н. Патрубович).

3. Общую структуру всего района большинство исследователей объясняли как результат одновременной деформации механически различных масс (более жестких гнейсов и пластичных ладожских сланцев) в глубоких частях орогена, возникшего в зоне интенсивной складчатости в посткарельскую эпоху диастрофизма на месте ладожской синклинали. Детальное расчленение периодов тектогенеза и увязка их с магматической деятельностью в те или иные определенные моменты истории формирования района произведены не были.

### **Внутренняя структура комплекса нижнеархейских мигматизированных гнейсов**

Прежде чем перейти к характеристике тектонических особенностей гнейсового комплекса, остановимся на общей форме выходов гнейсового фундамента в нашем районе (рис. 2). Поверхность контакта гнейсов с ладожскими породами в северных частях «окон» обычно имеет падение на юг, под гнейсы; угол падения колеблется в пределах  $75-80^\circ$ . Только в Импилахтинском выходе (оз. Невоселампи и о-в Хяркясаари) наблюдается падение плоскости контакта на север под углом  $70-75^\circ$ . Меридиональные контакты имеют очень крутые углы падения (от  $90$  до  $70^\circ$ ) и падают, как правило, в сторону ладожских пород. Таково же направление падения и южных контактов (мыс Куйваниеми, северный берег зал. Койринойя-лахти), но в этом случае углы падения колеблются в пределах  $40-50^\circ$ . Указанный характер падения плоскостей контактов, вероятно, сохраняется на значительной глубине. Так, в результате проведенных в Питкяранте П. К. Пальмуном (18) буровых работ установлено, что до глубины  $300$  м плоскость контакта гнейсов меняет угол наклона с  $47^\circ$  у поверхности до  $32^\circ$  на глубине.

Таким образом, поверхности контакта гнейсов с ладожской формацией падают довольно круто, и в целом выступы нижнеархейского фундамента имеют глыбообразную или, лучше сказать, блоковую форму.

Детальное изучение внутреннего строения гнейсового фундамента показало, что в центральных частях выходов гнейсов, имеющих ССВ простирание ( $330-350^\circ$ ), преобладает кристаллизационная сланцеватость с крутыми углами падения к западу или к востоку. При этом в Мурсульском и Койринойском блоках чаще всего отмечаются восточные азимуты падения, а в Импилахтинском — западные. В краевых зонах всех без исключения блоков наблюдается изменение залегания пород соответственно поверхности контакта гнейсов с ладожской формацией.

Отклонения элементов залегания гнейсов от направления господствующего в центральных частях блоков невелики и выражаются в виде полных волнообразных изгибов.

Амплитуды складок этого типа не превышают 100—200 м, а размах крыльев измеряется 1,0—1,5 км. Оси их, совпадающие с направлением кристаллизационной сланцеватости, падают преимущественно на северо-восток и реже на юго-восток. В районе оз. Вахалампи к востоку и югу от устья р. Сюскюяниоки, а также на о-ве Сюскюянсаари встречаются более мелкие складки с северо-восточным и северным падением осей, амплитудой в несколько десятков метров, размахом крыльев до 100—150 м и углами падения осей в пределах 60—80 и 20—30°.

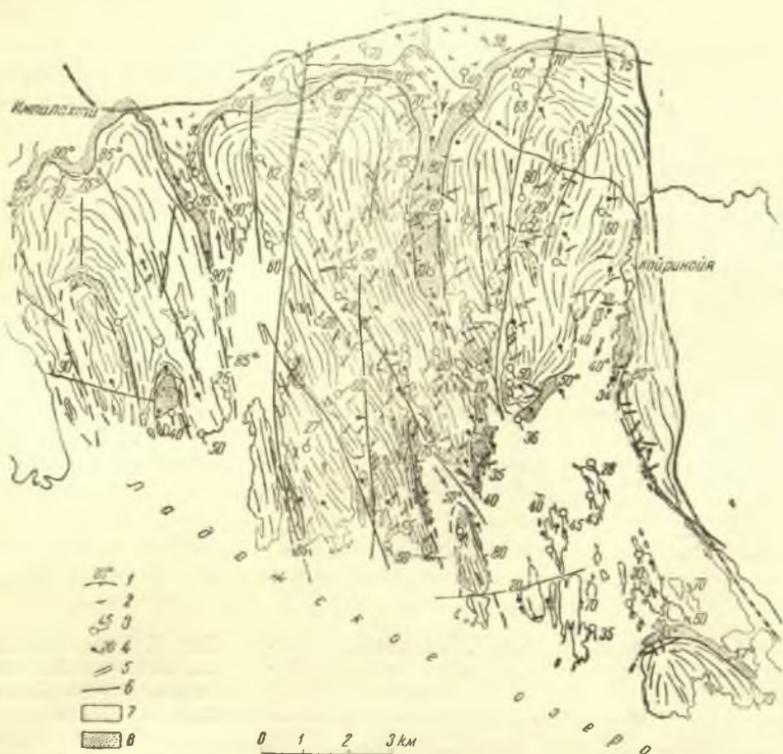


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема района Импилахти-Койринёй

1—тектонический контакт ладожской формации с гранито-гнейсами; 2—кристаллизационная сланцеватость в гранито-гнейсах; 3—оси складок; 4—линейная текстура; 5—древние разрывы, выполненные основными породами, аплитом и пегматитом; 6—разломы четвертичного времени; 7—верхний и 8—нижний горизонты ладожской формации

Нередко гнейсы собраны в еще более мелкие складки, измеряемые единицами метров, или гофрированы и плейчатые. Гофрировка и плейчатость сопровождаются разрывами, выполненными пегматитовым и кварцевым материалом. Кроме того, широко распространены в гнейсовой толще явления будинажа<sup>1</sup>, особенно хорошо заметные на маломощных дайках ортоамфиболитов. Начальная, или «эмбриональная», стадия будинажа, согласно классификации Н. Г. Судовикова [19], заключается в образовании в ортоамфиболитах мелких (длиной несколько сантиметров) линзообразных просечек кварц-полевошпатового или кварцевого состава.

<sup>1</sup> Под термином будинаж понимается разделение в процессе пластических деформаций на блоки-линзы (будины) пластов, даек и других малых интрузивных тел более жестких, чем вмещающие породы.

Такие просечки обычно концентрируются в пределах зон, поперечно или косо секущих амфиболиты.

Амфиболиты около трещинок пластически деформируются, как бы стягиваясь к месту разрыва. Иногда на направлении простирания зон в краевых частях даек возникают неглубокие расколы, выполненные пегматитом (рис. 3). В большинстве случаев трещины ориентированы под углами 20—40° по отношению к направлению даек и являются трещинами скалывания. Реже встречаются трещины, перпендикулярные направлению растяжения, вызвавшего разрыв.

При усилении степени мигматизации гнейсов наблюдается блоковый будинаж, при котором дайки амфиболитов разделяются на ряд блоков,

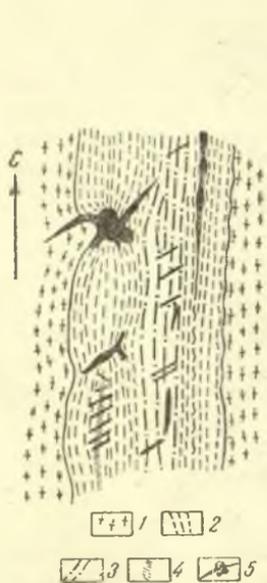


Рис. 3. Начальная стадия будинажа дайки ортоамфиболитов

1—мигматиты; 2—амфиболит; 3—амфиболит с порфиробластами магнетита; 4—мономинеральный амфиболит; 5—кварцевые и пегматитовые жилки



Рис. 4. Блоковый будинаж дайки ортоамфиболитов

1—кварц; 2—аплит; 3—пегматит; 4—амфиболит; 5—мигматизированный биотитовый гнейс



Рис. 5. Характерная форма межбужинного пегматита, свидетельствующая о полупластичном состоянии пород

1—мигматизированные гнейсы; 2—амфиболит; 3—пегматит; 4—кварц; 5—блоки полевых шпатов

имеющих в большинстве случаев остроугольную форму (рис. 4). Межбужинные пространства здесь выполнены пегматитом, реже аплитом, а вмещающие гнейсы обнаруживают слабую пластичность и по расколам в них проникает материал из межбужинных полостей.

В преобладающем большинстве будинаж ортоамфиболитов ограничивается стадией блокового; как исключение встречаются формы, свидетельствующие о более высокой пластичности амфиболитов (рис. 5). В этих случаях гнейсы мигматизированы сильнее, и местами отчетливо видно их «затекание» в полость разрыва.

Типичные для классического или нормального будинажа боченкообразные формы блоков не были встречены в ортоамфиболитах, но изредка наблюдаются в гнейсах. Так, на мысе Лоппониemi (рис. 6) в разорванной пачке слабо мигматизированных биотитовых гнейсов (мощностью около 4 м) углы блоков круто загибаются к центру разрыва, а межбужинное пространство выполнено брекчией мигматизированных гнейсов, сцементированных пегматитом и аплитом.

Необходимо подчеркнуть, что все указанные формы будинажа встречаются как в центре гнейсовых блоков, так и в их краевых частях.

Особое значение для расшифровки истории тектонического формирования гнейсовых блоков имеет участок развития интенсивно инфильтрованных пегматитами параамфиболитов, расположенный в центральной части Койринойского блока (к северу от зал. Сергеинлахти до оз. Укон-лампи).

К западу от оз. Пеккасенлампи эти амфиболиты образуют довольно крупную складку, ось которой падает на ССВ под углом  $20^\circ$ , а крылья осложнены мелкой гофрировкой и пloyчатостью. Шарниры мелких складочек, в общем параллельные главной оси структуры, постоянно изгибаются в продольном и в поперечном направлениях. В результате возникает перекрещенная гофрировка, а в целом создается весьма сложная картина деформаций с падением осей мелких складок в самых различных направлениях.

На возвышенности к западу от окончания залива Сергеинлахти обнажен тектонический контакт пачки амфиболитов с вмещающими их розовыми биотитовыми гнейсами. Биотитовые гнейсы залегают здесь почти меридионально с крутым ( $70-75^\circ$ ) падением на восток. Плоскость контакта волнистая в плане и имеет очень крутое падение на запад ( $85^\circ$ ). Пачка гофрированных амфиболитов, падая всей массой навстречу гнейсам приблизительно под углом  $50-60^\circ$  на запад, в самом контакте залегают согласно с его плоскостью. В нескольких местах амфиболиты и вмещающие их гнейсы прорезаются дайками ортоамфиболитов. В этих дайках отчетливо выражены кристаллизационная сланцеватость и линейная текстура, которые оказываются секущими также и по отношению к простираюру пачки параамфиболитов, к их слоистости и к плоскости контакта с гнейсами. Не остается сомнения в том, что между параамфиболитами и биотитовыми гнейсами имеется тектоническое несогласие, свидетельствующее о более древних (еще до внедрения ортоамфиболитов) тектонических движениях в нашем районе. Судя по отсутствию в дайках ортоамфиболитов будинаж-структур, более поздние дифференциальные движения не имели развития в этом участке.

Нарушения общего довольно спокойного залегания пород в центре гнейсовых блоков многочисленны и не сказываются существенным образом на тектонической структуре блоков в целом.

Упомянутые пологие волнообразные складки, вероятно, являются складками сжатия, а более мелкие, но крутые — складками волочения, возникшими в процессе дифференциальных движений, с которыми было связано и образование будинаж-структур. Кристаллизационная сланцеватость и линейная текстура в огромном большинстве случаев не совпадают с простираем даек и штоков ортоамфиболитов, т. е. обусловлены более поздними одновременными с мигматизацией комплекса тектоническими напряжениями.

Описанный характер тектонической структуры существенно нарушается только в краевых частях гнейсовых блоков.

В результате постепенного изменения ориентировки плоскости кристаллизационной сланцеватости гнейсов по мере приближения к контакту с ладожской формацией, здесь наблюдается полное совпадение залегания пород с внешними очертаниями блоков. Одновременно меняется

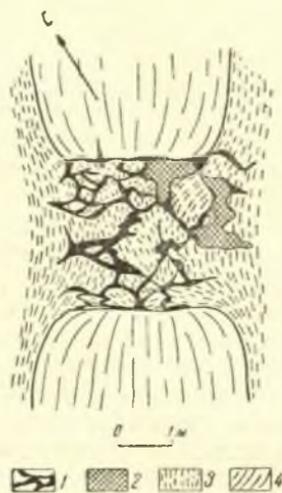


Рис. 6. Будинаж в гнейсах

1 — кварц; 2 — пегматит; 3 — мигматизированные биотитовые гнейсы; 4 — слабо мигматизированный биотитовый гнейс

направление простирания даек ортоамфиболитов, вследствие чего дайки залегают в приконтактной зоне всегда согласно с гнейсами, даже в том случае, когда до своего поворота они были секущими (например, группа даек в районе оз. Кескимяиненлампи в Мурсульском блоке).

Эта приуроченность элементов залегания гнейсов и даек ортоамфиболитов к форме поверхности контакта особенно хорошо заметна в северных частях блоков. Она свидетельствует о пластичном состоянии комплекса гнейсов в приконтактных зонах, после внедрения основных пород по нарушениям типа расколов. Дополнительным указанием на пластичность гнейсов служит образование здесь складчатых деформаций с иной ориентировкой осей, чем ранее упоминалось. Такие складки развиты в районе пос. Мурсула, на о-ве Локансаари, к северу от оз. Сури-Тоуттиенлампи и в ряде других мест.

Особенно хорошо выражены эти деформации в юго-западной части п-ва Нуолайниемеи, где гранито-гнейсы собраны в складку, ось которой падает по азимуту  $165^\circ$ , причем угол падения выполаживается с севера на юг от  $50$  до  $30^\circ$ , а западное крыло осложнено более мелкими складками с осями того же направления. В этом участке видно совпадение ориентировки линейной структуры с осями складок и ее несоответствие направлению кристаллизационной сланцеватости в гнейсах и слоистости в ладожских породах. Складчатая структура в приконтактных ладожских роговообманковых сланцах здесь подобна структуре гнейсового комплекса. Это характерно также для складчатости в районе пос. Мурсула, где оси складок совпадают с осью Мурсулан-лахтинской синклинали, и на южном конце о-ва Локансаари.

В обоих участках азимут падения осей колеблется в пределах  $150$ — $170^\circ$ , а углы меняются от  $40$  до  $30^\circ$ . Такое же направление падения осей и линейной текстуры нередко наблюдается в северных частях гнейсовых блоков, например в районе пос. Хирвостенкюля, около оз. Сури-Тоуттиенлампи, у оз. Невосенлампи и других местах.

На основании вышесказанного можно утверждать, что общее изменение элементов залегания пород в периферических частях гнейсовых блоков, так хорошо совпадающее с тектонической структурой ладожской формации, связано с постладожским тектогенезом.

Резюмируя наблюдения над тектоникой гранито-гнейсового комплекса, можно установить наличие признаков нескольких этапов тектогенеза.

Следы наиболее древних движений, предшествовавших внедрению основных пород, сохранились только в параамфиболитах и роговообманковых гнейсах участка Сергеинлахти—Уконлампи. Эта пачка в целом была, вероятно, тектонически перемещена, а находящиеся внутри пачки породы подвергнуты пластическим деформациям.

Следующий этап тектонической деятельности выразился в образовании преимущественно меридиональных расколов и разрывов, по которым произошло внедрение основной магмы.

Третий этап тектогенеза совпадает с периодом мигматизации гнейсовой толщи; именно к нему относится формирование внутренней структуры гнейсовых блоков, сохранившейся только в их центральных частях. Этот этап характеризовался главным образом движениями дифференциального типа, обусловившими образование будинаж-структур, складчатости (складок сжатия и складочек волочения), а также многочисленных расколов и разрывов, выполненных аплитовым, пегматитовым и кварцевым материалом. Большая часть этих трещин имеет простирание ССВ—ЮЮЗ (азимуты  $10$ — $30^\circ$ ) или совпадает с направлением кристаллизационной сланцеватости пород.

Переориентировка структуры гнейсов в краевых частях блоков относится уже к постладожскому времени. На характеристике движений этого периода тектонической истории района, а также самых молодых расколов и разрывов мы остановимся ниже.

## Контакты гнейсов с ладожской формацией

Обнажения контактов гнейсов с ладожской формацией были изучены на п-вах Хяркясаари и Кулхониemi, о-вах Сюскюянсаари, Вуоранлуодот и Пусунсаари. Проведенные здесь наблюдения позволяют говорить о тектоническом характере контакта, что, впрочем, для западного При-ладожья предположительно отмечал еще В. Хакман, говоривший о «почти аутохтонном» залегании ладожских сланцев на гнейсах, а затем было подчеркнута А. А. Миндлиной и Л. Н. Патрубович.

Особенно показателен контакт этих пород на о-ве Хяркясаари. На южном берегу здесь обнажаются гнейсы Хаукка-лахтинского блока, а северная часть острова сложена ладожскими известняками, роговообманковыми и филлитовидными углистыми сланцами.

Плоскость контакта падает под углом около  $70^\circ$  на север, срезая ладожские метаморфизованные известняки и амфиболиты. На поверхности контакта наблюдаются волнистость (оси складок лежат в плоскости контакта, азимут падения  $310-315^\circ$ ), борозды скольжения и ступенчатые срывы, указывающие на смещение гнейсов в северном направлении.

В 10 м к северу от контакта в ладожских сланцах затерт обломок гнейсов (мощностью 3 м, длиной около 50 м), сколотый вдоль слоистости и разбитый серией поперечных трещин, по которым происходит смещение глыб с амплитудами в несколько сантиметров. В зоне, протяженностью около 5 м в стороны от плоскости контакта, и гнейсы и ладожские породы собраны в очень мелкие складочки, повторяющие волнистость контактовой поверхности. Под микроскопом обнаруживается, что те и другие породы на расстоянии 3—4 м сильно катаклазированы. В зоне, имеющей ширину 1,5—2 м, гнейсы представляют грубые мильониты, которые состоят из более крупных, деформированных кристаллов полевых шпатов и кварца, заключенных в гранулированную массу (до 70%).

Приблизительно в 1 м от контакта в гнейсах появляются прожилки и участки некатаклазированных кварца, микроклина и альбита. Одновременно породы приобретают полосатую текстуру за счет появления темнокоричневых и зеленых полос, обогащенных гранатом, эпидотом, диопсидом, сфеном, кальцитом и хлоритом; последний образуется здесь по биотиту и гранату, иногда нацело замещая их. В самом контакте протягивается зона (5—8 см ширины) стекловатых метасоматических кварцитов, состоящих из крупных, слегка волнисто угасающих зерен кварца. В качестве реликтов в них сохраняются мелкие включения микроклина, олигоклаза (№ 12) и только что перечисленных кальцийсодержащих силикатов. Ладожские амфиболиты, окварцованные на расстоянии нескольких сантиметров от контакта, за кварцевой зоной почти не меняют своего состава. Все изменения здесь заключаются в сильнейшем катаклазе и в амфиболитизации диопсида, биотитизации роговой обманки, хлоритизации ее и биотита, перекристаллизации кальцита, что свидетельствует о процессах минералообразования, связанных с воздействием относительно низкотемпературных растворов.

В других, упомянутых выше обнажениях контактов тектонический характер их устанавливается с той же определенностью, и все изменения пород в приконтактной области ничем принципиально не отличаются от описанных.

Так, на о-ве Пусунсаари, где с ладожскими породами контактируют не гнейсы, а ортоамфиболиты, изменения минерального состава последних не распространяются дальше 1—1,5 м и заключаются в образовании метасоматических кварцитов (зона шириной 5—8 см), а также граната, эпидота, диопсида и других минералов, возникших, вероятно, в результате приноса кальция из ладожских известняков.

В контактах, прослеженных на о-вах Сюскюянсаари и Сиккасаари, в отличие от о-ва Хяркясаари, не гнейсы оказываются затертыми в сланцах, а наоборот, чешуи ладожских сланцев зажаты в гнейсах.

Таким образом, изучение контактов приводит к окончательному отрицанию мнений о стратиграфическом (А. Торнебом), или эруптивном (А. М. Даминова) их характере; не подтверждается также интенсивная посладожская мигматизация (и гранитизация) гнейсов в приконтактовой зоне (О. Трюшtedт, А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович). В действительности породы гнейсового комплекса, в том числе будинированные ортоамфиболиты, а также связанные с будинаж-структурами пегматиты и мигматиты, мигматизированные в доладожское время, всюду в зоне контакта милонитизированы и рассланцованы.

### Основные черты тектоники ладожской формации

Породы ладожской формации в северной части Питкярантского пегматитового поля залегают в виде узких зон между блоками гранито-гнейсов, образуя сильно сжатые синклинали (см. рис. 2).

Расположенная на севере широтная Леппесильтинская синклиналь характеризуется наклоном осевой плоскости к югу под углом около  $65-70^\circ$ . В западном направлении она постепенно расширяется и около Импилахти сливается с меридиональной Импиинемской, которая находится уже за пределами пегматитового поля. К югу от Леппесильтинской отходят Сумерианлахтинская и Хауккасельская синклинали.

В северной части Сумерианлахтинской синклинали, крылья которой стоят вертикально, ось имеет северное падение (на островах и в устье р. Сумерианйоки) под углом  $10-15^\circ$ , у железной дороги — южное. Вертикальная осевая плоскость Хауккасельской синклинали (падение крыльев под углом  $70-80^\circ$ ) несколько выгнута к западу, а шарнир изгибается волнообразно. В районе оз. Киттеляярви наблюдается южное падение оси (по азимуту  $195^\circ$ , угол  $40-66^\circ$ ), на широте оз. Хауккалампи она лежит горизонтально, на мысе Хаутониemi — падает на север (азимут  $350^\circ$ , угол  $10-15^\circ$ ); на о-ве Кусисаари ось снова меняет северное падение на южное.

Далее к югу Хауккасельская синклиналь, повидимому, не прерываясь, переходит в широкую Питкярантскую мульду. В центральной части мульды на островах Питкярантского архипелага преобладает ССЗ протирание сланцев, но углы падения очень переменны.

Если судить по залеганию пород в прибрежных частях Питкярантского залива, то можно согласиться с О. Трюшtedтом, который представлял этот прогиб в виде чаши. Следует лишь добавить, что западное и восточное крылья мульды падают очень круто ( $60-70^\circ$ ), тогда как северное и южное пологи ( $30-45^\circ$ ). В отходящей к северу от Питкярантской мульды Койринойской синклинали азимут падения оси  $205^\circ$ , а угол меняется от  $50^\circ$  (у пос. Койриноя) до  $35-40^\circ$  (на широте мыса Нуолайниemi).

В южной части Мурсульского блока расположена небольшая Мурсуланлахтинская синклиналь (азимут падения оси  $155-160^\circ$ , угол  $30-40^\circ$ , падение крыльев  $55-60^\circ$ ). Островом Вуоратсунсаари в южном своем конце она разделена на две части — восточную и западную, причем восточный прогиб соединяется с Питкярантской мульдой, а окончание западного остается пока неясным. Неясна также структура пачки ладожских амфиболитов в районе зал. Антамонсалми, которые, повидимому, зажаты здесь в виде клина в гнейсах.

Очень своеобразное строение массива наблюдается в заливе Хауккалаhti, где ладожские породы узкой дугой охватывают Хауккасаарский гнейсовый блок. Здесь в замковой части ось падает на север под углом  $70^\circ$ , а крылья стоят почти вертикально.

Небольшой участок ладожских пород на о-ве Маясаари в тектоническом отношении, возможно, представляет замок синклинали, скрытой на юге Ладожским озером.

Таким образом, вся масса пород ладожской толщи собрана в крупные складки с очень крутым падением крыльев, по отношению к которым гранито-гнейсовые блоки, деформированные только в краевых частях, являются ядрами антиклинальных поднятий.

Внутренняя тектоника ладожской толщи чрезвычайно сложна и отличается широким проявлением как складчатых, так и дизъюнктивных дислокаций; при этом разным горизонтам и различным по составу породам свойственны свои структуры.

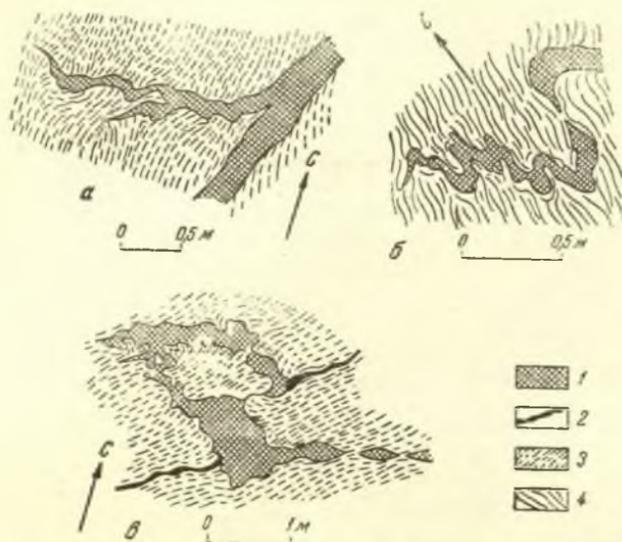


Рис. 7. Деформированные пегматитовые жилы, секущие породы нижнего горизонта ладожской формации: *а* и *б* — пегматитовые жилы, залегающие в сланцеватых амфиболитах; *б* — пегматитовые жилы в относительно более пластичных роговообманковых сланцах

1 — пегматит; 2 — кварц; 3 — сланцеватые амфиболиты; 4 — роговообманковые сланцы

В роговообманковых сланцах и сланцеватых амфиболитах чаще всего встречаются пологие спокойные складки с небольшими амплитудами. Так, на мысе Хаутониemi амфиболиты собраны в волнообразные складки с размахом крыльев 5—15 м, углами падения 35—40° и амплитудой в 0,5—1,5 мм. На о-ве Туркисаари роговообманковые сланцы образуют синклиналиную складку с падением оси на юго-восток под углом 45—50°, амплитудой 40 м и размахом крыльев около 120 м. На о-ве Кусисаари отмечена брахиантиклинальная структура диаметром около 100 м с падением крыльев от 5 до 20°. На мысе Нуолайниemi на фоне общего изгиба зоны амфиболитов к северу наблюдается ряд небольших пологих складок с амплитудами 4—6 м. Складчатость этого типа распространена также в амфиболитах мыса Лятейниemi, на о-вах Харкясаари и Конунсаари, на западном берегу зал. Сумерианлахти.

Наряду со складчатостью, в амфиболитах постоянно встречаются дислокации флексурного типа, сопровождаемые разрывами, которые почти всегда выполнены пегматитовым и кварцевым материалом. Здесь в экзоконтактных зонах жилок роговообманковые сланцы и амфиболиты нередко приобретают более высокую пластичность и деформируются вместе с пегматитами в мелкие складочки (рис. 7).

В пестрых по составу карбонатсодержащих роговообманковых сланцах и метаморфизованных известняках наблюдаются более крутые, чем в амфиболитах, складки, крылья которых всегда осложнены более мелкой складчатостью с амплитудой до 10—15 см.

Наиболее эффектно складчатость в известняках на восточном побережье п-ва Куйваниеми (рис. 8), где расположено несколько антиклинальных и синклинальных складок с наклоном осей под углом 30—40°, по азимуту 150—160° и падением крыльев около 40°. В крыльях крупных складок здесь развиваются более мелкие складки волочения, не распространяющиеся за пределы горизонтов известняков.



Рис. 8. Складчатость в кристаллических известняках (мыс Ляттейниemi)

1—пегматитовые тела; 2—известняки; 3—роговообманковые сланцы и амфиболиты

Мелкая гофрировка в известняках отмечается постоянно даже и тогда, когда вмещающие их амфиболиты залегают почти спокойно. Такая «внутрипластовая» складчатость характеризуется амплитудами 2—5 м и падением осей (в преобладающем большинстве случаев) по азимуту 150—175° с наклоном крыльев 30—50°. Она наблюдалась в известняках к северу и к югу от закартированного участка (см. рис. 8) — во всех обнажениях известняков от о-ва Высокого до мыса Хаутониemi, на мысе Нуолайниemi, в районе хут. Ионнисенмяки, у оз. Невосенлампи и пр.

Биотитовые сланцы, слагающие центральные части главных синклиналей, образуют пологие крупные складки второго порядка (к северу от оз. Киттеляярви, на о-вах Петясаари, Максимансаари, Путкисаари, Вих-

кимьясаари и др.). На фоне этих волнообразных изгибов, как и в известняках, развиваются более мелкие складки третьего, четвертого и т. д. порядков вплоть до микроплойчатости, причем складчатость тем мельче, чем более слюдисты сланцы. Во многих обнажениях, где биотито-кварцевые сланцы переслаиваются с филлитовидными, слюдистые прослои, зажатые между более твердыми пластами, собраны в мелкие складочки волочения. Пресобладающие направления падения осей мелких складок в биотитовых сланцах (по 300 замерам) колеблются в пределах 150—170°, а углы падения меняются от 20 до 40°.

Это направление, более или менее постоянное для всего района, не всегда совпадает с направлением осей крупных структур. Так, севернее пос. Киттеля в биотитовых сланцах наблюдается крупная складка, (амплитуда 250—300 м, размах крыльев около 1 км), ось которой падает по азимуту 220°, а оси мелких складочек ориентированы в азимутах 150—170°.

На островах Питкярантского архипелага, благодаря их прекрасной обнаженности, особенно отчетливо видно несовпадение осей больших волнообразных изгибов с осями гофрировки и плойчатости, в которых участвуют также инъекционные прожилки (птигматитовая складчатость) и маломощные пегматитовые и аплитовые жилы. Пример такой деформированной жилы приведен на рис. 9.

Для всех горизонтов ладожской толщи, кроме складчатости, характерно повсеместное проявление линейной структуры, особенно отчетливой в сланцеватых амфиболитах и роговообманковых сланцах. Ориентировка линейной структуры, независимо от положения осей более крупных структур, почти всегда совпадает с азимутами падения осей мелких складочек (азимут 150—170°, угол 30—40°). И в замковой части и в крыльях более крупных складок линейная структура сохраняет то же направление и, следовательно, зачастую оказывается секущей по отношению к слоистости пород. Средний азимут падения линейной структуры в нашем районе (из 58 замеров) 164°, угол 38°.

Наряду со складчатостью в ладожской толще широко развиты явления будинажа. Будинируются пегматитовые прожилки, пегматитовые и кварцевые жилы, различные по составу прослои в амфиболитах, метаморфизованных известняках и биотитовых сланцах. Будинаж-структуры встречаются буквально на каждом шагу. Разрывы пластов в большинстве случаев ориентированы косо по отношению к их простиранию и являются трещинами скалывания типа перистых, которые, как известно, возникают при дифференциальных движениях. Нередко они перпендикулярны к залеганию будинированных пропластков и в этом случае должны быть отнесены к трещинам разрыва. При будинаже пропластков сланцев, как правило, возникают боченкообразные формы будин (нормальный, или классический будинаж [12] с круглым или овальным поперечным сечением и лишь изредка в маломощных прослоях образуются



Рис. 9. Сложнодеформированная гранит-пегматитовая жила в ладожских кварцево-биотитовых сланцах

1 — гранит; 2 — крупнозернистый пегматит с блоками полевых шпатов; 3 — средне- и мелкозернистый пегматит-аплит; 4 — кварцево-биотитовые сланцы

будины линзовидные. Наоборот, для инъекционных жилок преобладающим является линзовый будинаж. В некоторых участках (луда близ о-ва Высокого, р-н Киттеля, о-ва Пюереясаари, Койротсаари и др.), в крупночешуйчатых биотитовых сланцах очень часто встречаются будины кварцевых жил, изогнутые в виде буквы S. Эта форма возникает, по Н. Г. Судовикову, при кручении будин во время деформации [13]).

К особому типу будинаж-структур, очень характерных для ладожской толщи, относятся «шаровые» или «ядерные» сланцы. Формы будин здесь (в грубом приближении) подобны цилиндру с овоидальным, эллипсоидальным или неправильно округленным поперечным сечением.

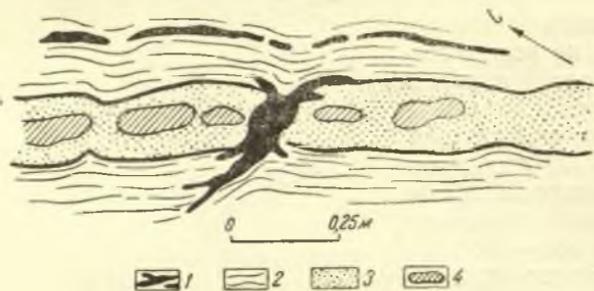


Рис. 10. Будинаж прослая биотито-кварцевых сланцев, включающего ранее сформированные «шаровые» будины  
1—пегматит; 2—биотитовый сланец; 3—биотито-кварцевый сланец;  
4—«шаровые» будины (силицифицированная карбонатная порода)

очень сильно выраженной неоднородностью, приводящей к явлениям кручения (вальцования)» [13, стр. 97].

Пропластки, содержащие сформированные стержневые будины, встречаются в ксенолитах в олигоклазовых гранитах и им предшествующих основных породах, например в Импиниemi и Велимяки [9], пересекаются жилами метабазитов и нередко оказываются будинированными, повторно участвуя в движениях, на этот раз как более жесткие массы по сравнению с вмещающими их слюдястыми сланцами (рис. 10).

Широкое проявление будинажа свидетельствует о наличии дифференциальных движений в ладожской формации, а типы будинаж-структур — об ее высокой пластичности.

Кроме перечисленных тектонических элементов, в ладожской формации широко развиты разломы, разрывы, зоны дробления, большей частью выполненные пегматитами. Зачастую масса пород по разрывам смещается с образованием зеркал скольжения, борозд, гофрировки, милонитов и т. п.

Все дизъюнктивные дислокации, наблюдающиеся в нашем районе, можно подразделить на несколько групп.

К первой относятся уже отчасти упоминавшиеся в связи с деформациями флексурного типа в рогообманковых сланцах и будинаж-структурами. Сюда же относятся многочисленные зоны разломов и брекчии, для которых характерны пластичная деформация обломков и присутствие пегматита и аплита в качестве цементирующего материала. Типичный пример приведен на рис. 11. Цементирующий материал (в брекчиях и разломах этого типа) проникает из послойных пегматитовых и аплитовых жил, которые, как отмечалось, участвуют в складчатости. Не вызывает сомнения связь этих дислокаций с тем периодом тектогенеза, который обусловлено образованием складчатости и будинаж-структур в ладожской толще.

Другую группу дизъюнктивных дислокаций составляют разрывы и разломы, которые также в большинстве случаев выполнены пегматитом. Их относительно более поздний возраст устанавливается на том

основании, что они секут складчатые структуры (см. рис. 8), а также деформированные инъекционные прожилки и мигматиты и протягиваются по прямой линии через зону тектонического контакта ладожской формации с гранито-гнейсами. Именно к этим разломам приурочены все наиболее крупные промышленные месторождения керамических пегматитов в районе.

В гранито-гнейсах пегматиты данной возрастной группы обычно образуют прямолинейные жилы, с резким контактом секущие все породы комплекса независимо от их состава (гнейсы, ортоамфиболиты, мигматиты). Статистически установлено, что здесь пегматиты приурочены к системам трещин четырех направлений. По отношению к залеганию гнейсов одно направление располагается согласно (послойные жилы), второе — перпендикулярно, а два остальных под углом  $45^\circ$ .

Эта закономерность в расположении жил в структуре гнейсового комплекса вероятнее всего может быть объяснена той механической анизотропией его, которая возникла в более ранние периоды тектогенеза (до ладожский в центре и постладожский в краевых зонах блоков). Естественно, что в момент образования пегматитов этой группы жесткие массивы гнейсов реагировали на новое давление расколами, прошедшими по направлениям трещин разрыва (поперечные жилы) и скалывания (косо секущие жилы) и по слоистости гнейсов (послойные жилы), т. е. по направлениям, обусловленным механическими свойствами и тектонической структурой нижнеархейских пород.

В ладожской толще пегматиты этой группы в большинстве случаев распространены в пределах нижнего горизонта или в контактах его с гнейсами и биотитовыми сланцами. Залегают они здесь обычно согласно с вмещающими породами или очень косо (под углом  $5-10^\circ$ ) секут кристаллизационную сланцеватость амфиболитов и роговообманковых сланцев. В отличие от гнейсов, амфиболиты и сланцы в приконтактной зоне с пегматитами почти всегда пластически деформированы, что свидетельствует о полужестком состоянии нижнего горизонта в момент образования пегматитов. В биотитовых сланцах приконтактные деформации проявляются более интенсивно, отходящие от жил апофизы нередко собраны в мелкие складочки.

Возможно, что более пластичные биотитовые сланцы могли деформироваться в период внедрения пегматитов этой группы без образования



Рис. 11. Характерная форма пегматитового тела, цементирующего брекчированные ладожские биотито-кварцевые сланцы

1 — пегматит; 2 — разорванные кварцевые прожилки; 3 — биотито-кварцевые сланцы

крупных разломов. В этом, вероятно, и следует искать причину относительно малой распространенности промышленных (по размерам) месторождений пегматитов в породах верхнего горизонта по сравнению с нижним, где условия образования разрывов были, очевидно, оптимальными. Дислокации описываемой группы относятся к верхнему архею так как абсолютный возраст пегматитов, приуроченных к ним, определявшийся дважды (Л. Локка, 1928 г. — свинцовый метод и Э. К. Герлинг, 1946 г. — гелиевый метод), оценивается в 1200—1350 млн. лет.

Резюмируя все наблюдения над тектоникой ладожской формации, можно сделать вывод о наличии нескольких периодов тектогенеза.

1. Свидетельством древних тектонических движений, предшествовавших формированию общей структуры района, являются «шаровые» сланцы, которые, как уже отмечалось, встречаются в виде ксенолитов в гранитах, пересекаются дайками метабазитов, пегматитовыми и аплитовыми жилами и участвуют в последующих движениях уже как ранее сформированные прослои. Можно полагать, что время их образования относится к эпохе регионального метаморфизма ладожской толщи. Характер деформаций указывает на пластичное состояние пород и на наличие дифференциальных движений.

2. Более поздние тектонические движения, очевидно, совпадали с интрузиями олигоклазовых гранитов. Следует отметить, что в северо-западном Приладожье внедрение основных пород, предшествующих гранитам, происходило по расколам и разрывам [9]. Последние, свидетельствуя о жестком состоянии пород, служат границей, отделяющей второй период постладожского тектогенеза от первого.

Все описанные выше складчатые дислокации, наблюдавшиеся в пределах нашего планшета, свойственные второму периоду, относятся к кульминационной фазе этого периода и характеризуются падениями осей складок в азимутах 150—170° с углами 30—40°. Так же ориентирована и линейная структура. Большинство разломов и расколов оказывается расположенным перпендикулярно или под углом 45° к тому направлению, которое соответствует положению оси *a* эллипсоида деформации. Следовательно, перпендикулярная ей ось *c*, совпадающая с направлением максимального давления, располагалась в азимутах 70—250°. Ориентировка возникавших в процессе дифференциальных движений осей складок волочения, плоскостей разрывов, сдвигов по ним, волнообразный характер шарниров складок, выполаживающихся к югу — все это указывает на смещение масс с юга на север под углом около 30—40°. Выше отмечалось, что к постладожскому времени относятся также деформации, происходившие в периферических частях гнейсовых блоков. Это, наряду с другими фактами, позволяет говорить о чрезвычайной интенсивности движений второго периода постладожского тектогенеза.

3. К третьему периоду, одновременному с внедрением крупных пегматитовых тел в Питкярантском районе и, возможно, интрузией микроклиновых гранитов типа Путсаари в западном Приладожье, относятся разрывы и разломы, секущие складки и тектонические контакты гнейсов с ладожской формацией.

#### Общая тектоническая структура района

Общий характер тектонической структуры района (см. рис. 1, 2) свидетельствует о том, что гнейсы участвовали в движениях всей толщи пород как массы жесткие в целом, но полупластичные в краях, предопределившие размещение крупных структурных элементов, по отношению к которым породы ладожской формации оказывались пластичной средой. Все без исключения гнейсовые блоки по отношению к ладожским породам являются ядрами антиклинальных структур. Вследствие этого характер залегания ладожской толщи (строение антиклинальных зон, которые она выполняет) всецело определяется формой гнейсовых блоков.

В грубом приближении наиболее крупные выходы гнейсов (Сортавальский, Кирьявалахтинский, Коккосельский, Импилахтинский, Мурсульский и отчасти Койринойско-Питкярантский блоки) имеют прямоугольные очертания, причем длинная ось совпадает с простиранием пород в их центральных частях. Это, повидимому, не случайно. Можно предположить, что гнейсовый фундамент, первоначальная структура которого сохранилась только в центре глыб, в первые фазы постладожского тектогенеза был разбит на отдельные фрагменты радиальными расколами, которые естественно, прошли главным образом по двум, механически наиболее благоприятным направлениям: вдоль и вкрест залегания пород комплекса. В дальнейшем жесткие глыбы были перекристаллизованы и деформированы только в краевых частях. Вследствие этого в их центральных частях сохранилось почти вертикальное залегание гнейсов, тогда как по периферии произошла перестройка структуры и блоки приобрели в деталях те неправильные и своеобразные очертания и внутреннее строение, которые не объяснимы только складчатыми деформациями. О том, что эта перестройка не захватила всей массы гнейсов, за исключением Мурсульского и Койринойского блоков, также можно судить и на примере Кирьявалахтинского блока (к северо-востоку от г. Сортавала), который длинной осью лежит поперек ладожских структур, а его удлинение (ЗСЗ—ВЮЗ) совпадает с направлением залегания гнейсов в центре блока (см. рис. 1).

Последнее обстоятельство невозможно объяснить иначе, как предположением, что форма этой глыбы, как и всех остальных, обусловлена расколами (продольными и поперечными), в ориентировке которых по странам света нашла отражение древняя структура нижнеархейского фундамента. Вряд ли следует искать причину поперечного к ладожским структурам расположения этой глыбы в возможности ее последующей переориентировки, тем более что она в этом случае должна была бы располагаться удлинением перпендикулярно давлению, т. е. по азимуту  $340^\circ$ . Не является невероятным с этой же точки зрения и предположение, что различное направление падения гнейсов в центре Импилахтинского (на запад) и Мурсульского (на восток) блоков также обусловлено наличием древней антиклинальной структуры, крылья которой в дальнейшем были разобщены расколами и превратились в самостоятельные обжатые в краях жесткие глыбы. Если же считать все гнейсовые блоки «брахиантиклиналями», т. е. пластично деформированными массами, как это делали А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович [2], или даже, принимая во внимание крутые падения крыльев, рассматривать их как сундучные складки, то оказывается невозможным объяснить вертикальное залегание гнейсов в центре блоков.

Блоковой формой гнейсов также логичнее объясняются и особенности залегания ладожских пород между ними. В нашем районе некоторые синклинали, разделяющие блоки, имеют ширину всего 200—300 м (Хауккасаарская, Леппесильтинская, Сумерианлахтинская, Хауккасельская). Учитывая ширину зон приконтактных деформаций в гнейсах (около 1 км), трудно допустить весьма высокую пластичность гнейсового фундамента в пределах синклиналей, которая необходима для образования в нем глубоких и очень узких прогибов, с почти вертикальным падением крыльев. Это мало вероятное допущение становится не нужным, если принять глыбовый характер гнейсовых масс, по отношению к которым ладожские породы, оказываются как бы клинообразно зажатыми в расколах.

Таким образом, представление о гнейсовых массах как о глыбах нижнеархейского фундамента, вовлеченных в постладожские движения и обжатых в краевых частях в процессе этих движений, позволяет, как кажется, более просто, чем это делалось раньше, объяснить целый ряд своеобразных черт тектонической структуры северного Приладожья.

К сказанному следует лишь добавить, что, участвуя в последующих движениях, блоки испытали некоторое перемещение надвигового типа в северо-северо-западном направлении, так как плоскости их северных контактов падают под гнейсы.

Из приведенного выше описания контактов можно заключить о жесткости гнейсов и контактирующих с ними ладожских пород в самой зоне контакта, тогда как в некотором удалении от нее неоднократно отмечался пластичный характер тех и других пород. Это явление можно объяснить тем, что после консолидации обоих комплексов произошли новые тектонические подвижки, предшествующие внедрению крупных пегматовых тел. Эти подвижки могут быть отнесены с равной степенью достоверности как к заключительным фазам наиболее интенсивного периода постладожского тектогенеза, так и к начальным фазам следующего периода, с которым совпало внедрение пегматитов в восточном Приладожье и, быть может, гранитов типа Путсаари — в западном Приладожье.

#### Постархейские дизъюнктивные дислокации

К этой группе дислокаций относятся трещины и расколы, секущие оба докембрийских комплекса пород — гнейсы и ладожскую формацию.

Статистически устанавливается приуроченность большинства молодых расколов к трем направлениям: 1) почти широтному (азимут простирания  $75-80^\circ$ , падение крутое — от  $60$  до  $90^\circ$ ); 2) меридиональному (азимут простирания от  $358$  до  $15^\circ$ , падение также близко к вертикальному) и 3) согласно господствующему в районе простиранию пород ( $335-340^\circ$ ).

Широтные трещины встречаются весьма часто, но обычно не прослеживаются на большие расстояния. Местами заметны небольшие сдвиги (порядка  $0,5-3$  м) по этим трещинам, иногда в них наблюдаются брекчи, сцементированные кварцевым или кварцево-кальцитовым материалом, изредка они остаются зияющими. Такого рода трещины особенно отчетливы на мысе Ямманиеми, на восточном берегу мыса Лянсинмяки, на западном берегу зал. Мурсуланлахти к югу от Круглой губы, на мысе Лоппониemi и во многих других местах. Особенно отчетливо выражен широтный разлом на о-ве Поймионсаари, откуда он прослеживается к западу на о-ве Вуоратсунсаари и, согласно О. Трюшtedту (20), на восток до массива гранитов рапакиви (общая длина около  $7-8$  км).

Наиболее выдержаны разломы, линии простирания которых близки к меридиональному направлению. Они хорошо видны в рельефе, представляют собой узкие и глубокие крутосклонные долины, простирание долин большей частью несогласно с залеганием коренных пород. В закартированной части пегматового поля они прослеживаются в следующих местах (см. рис. 4): к западу от пос. Хирвостенкюля (длина  $3$  км); от озера Маткалампи — по долине р. Сюскюяньйоки и далее предположительно вдоль восточного берега заливу Сумерианлахти и проливу Антамонсалми (длина  $8,5$  км); между озерами Кескимяненлампи—Пахотлампи (длина  $1,5$  км); в районе озера Куйвалампи (длина  $2,5-3$  км); от залива Сювясалми до пос. Хауккаселькя (длина  $6,5$  км); к северу и югу от оз. Вахалампи (длина  $3$  км); вдоль западного берега п-ва Нуолайниemi, через залив Сергеинлахти и далее до шоссе (длина  $6,0$  км); от оз. Пеккасенлампи через оз. Уконлампи до железной дороги (длина  $4$  км). К этой же группе принадлежат и разломы северо-северо-западного направления, которым следуют залив Сюскюянсалмен, долина от пос. Мурсула до залива Сюскюялахти ( $3,0$  км).

К сожалению, не удалось установить характер смещений по этим разломам, но можно думать, что они невелики, так как дайки ортоамфиболитов по обе стороны разломов сохраняют примерно одно и то же направление простирания.

Третья система молодых разломов, согласных с залеганием докембрийских пород, так же как и система меридиональных трещин, хорошо прослеживается в рельефе. Среди них наиболее резко выражены разломы, идущие по тектоническому контакту ладожской формации с гранито-гнейсами. Они представляют собой узкие долины, отпрепарированные ледником. Отдельные гряды возвышенностей в пределах гнейсовых блоков также определяются разломами, направление которых совпадает с простираем гнейсов. Особенно характерен в этом отношении участок, расположенный между северным концом залива Сергиенлахти и заливом Хауккалаhti, где имеется ряд узких параллельных гряд и долин.

Не вызывает сомнения, что основные черты доледникового рельефа обязаны своим происхождением именно отмеченным разломам. Им следуют фиордообразные заливы Ладожского озера, в них располагаются внутренние озера и заболоченные впадины и ими же обусловлено направление гряд, возвышенностей и островов. Воздействие ледника (мезо- и микрорельеф района) выразилось только в сглаживании высот, образовании курчавых скал и бараньих лбов, неглубоких котловин, отложении моренного и флювиогляциального материала в долинах и т. п.

Произвести подразделение постархейских дислокаций на самостоятельные возрастные группы не удалось. Часть из них, вероятно, относится к периоду интрузии иотнийских гранитов рапакиви (в приконтактовой зоне нередко встречаются трещины и зоны брекчирования, выполненные аплитом, связанным с этими гранитами) или к моменту излияния иотнийских диабазов (Сальми-Ваалам), большая часть дислокаций представлена краевыми сбросами грабена Ладожского озера и образовалась в предледниковое время (наиболее широкие из них заполнены ледниковыми, а также иногда и озерными отложениями) и, наконец, некоторые несомненно следует относить к послеледниковым. Так, на мысе Куиваниemi отмечена целая серия широтных (азимут  $70^\circ$ ) трещин с относительными перемещениями блоков по ним в 1,5—2 м, причем края блоков совершенно не обработаны льдом.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность доктору геолого-минералогических наук Н. Г. Судовикову за консультацию в процессе полевых и камеральных работ, а также за разрешение воспользоваться еще не опубликованными материалами, и проф. П. А. Борисову за ряд ценных замечаний, сделанных при редактировании настоящей статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА и ИСТОЧНИКИ

1. Боровиков П. П. Новые данные о месторождениях керамических пегматитов в Приладожских районах КФССР. Бюлл. тех. инф. Ленгеолнерудтреста, в. 1, 1945.
2. Миндлина А. А., Патрубович Л. Н. Отчет Велимякской геологосъемочной партии 1945—1946 гг. Рукопись.
3. Никитин В. Д., Боровиков П. П., Шуркин К. А., Свирская Е. В. Североладожские пегматиты. Бюлл. тех. инф. ЛГНТ, май, 1947.
4. Никитин В. Д. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 1—2, 1947.
5. Никитин В. Д., Шуркин К. А. О генезисе североладожских пегматитов и их промышленной ценности. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1948.
6. Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всес. мин. об-ва, № 3, ч. XXVIII, 1949.
7. Никитин В. Д. Геология и минералогия приладожских пегматитов (основные результаты работ 1946—1948 гг.). Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1949.
8. Перекалина Т. В. Бескорневая интрузия Перяниemi. Рукопись, 1949.
9. Перекалина Т. В. Постладожские граниты и их пегматитовая фация (1946, 1947 и 1948 гг.). Рукопись.
10. Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопоявление. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1948.

11. Саранчина Г. М. Основные породы карелид и их рудоносность. Кааламская интрузия. Рукопись. 1949.
  12. Судовиков Н. Г. Структура будинаж в гранитизированных областях (по материалам исследования архея Западного Беломорья). ДАН, т. VIII, № 8, 1947.
  13. Судовиков Н. Г. Тектоника и метаморфизм Ладожской формации. Геолого-петрографическое описание Ладожской формации. Рукопись, 1948.
  14. Шуркин К. А. Новые данные о геологии Питкярантского пегматитового поля. Тр. 2-й научн. сесс. КФ Гос. ун-та, 1948.
  15. Шуркин К. А. Геология северной части Питкярантского поля керамических пегматитов. Авторефераты кандидатских диссертаций, № 7. КФ Гос. ун-т, 1949.
  16. Hackman V. Suomen geologinen yleiskartta Lehti D-2 Savonlinna, Kivilajikarten selittys. Helsinki. 1933.
  17. Holmquist P. U. The relative plasticity of rockmasses under the influence of dynamic deformation. Fennia 50, N 33, 1928.
  18. Palmunen M. K. Pitkäranta. (Русский перевод. Фонды Лен. геол. управления). Helsinki, 1929.
  19. Sederholm J. J. Ladogium redivivum. Geol. Förr. Stockh. Förr. Bd. 38. N. 1, 1916.
  20. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. de Finl, N 19, 1907.
  21. Tornebohm A. E. Om Pitkäranta mulmfeld och dess amfgifningar. Geol. Förem. Stockh. Förr. Bd. 13, 1891.
  22. Wegmann C. E. Über die Tektonik der jungeren Faltung in Ostfinland. Fennia 50, N 16, 1928.
  23. Wegmann C. E. Beispile tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. Bull. Comm. Géol. de Finl., N 87, 1929.
-

Г. С. БИСКЭ

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

### Предисловие

Геология четвертичных отложений южной части Карелии оставалась до Великой Октябрьской социалистической революции почти неизученной. В 80-х годах прошлого и в начале настоящего столетия появилось несколько работ (А. А. Иностранцева, М. Н. Миклуха-Маклая, П. А. Борисова, В. М. Тимофеева и др.), в которых излагались данные по геологии этой территории, касающиеся главным образом докембрийских образований. Возникновение же интереса к четвертичным отложениям следует отнести приблизительно к 1920 г.

Исследовательская мысль русских геологов-четвертичников развивалась в основном в двух направлениях: изучения краевых образований ледника и установления характера колебаний уровня поздне- и послеледниковых бассейнов. Последний вопрос неразрывно связан с проблемой Балтийско-Беломорского позднеледникового соединения, которой также было уделено немало внимания.

В результате работ И. М. Покровской, К. К. Маркова, С. А. Яковлева, М. А. Лавровой, Б. Ф. Землякова и других были изучены характер и распространение конечно-моренных образований, установлено наличие послеледникового соединения Финского залива с Белым морем через Ладожское и Онежское озера и дана стратиграфия четвертичной толщи. Но эти исследования русских геологов не затрагивали территории Северного Приладожья. Она изучалась преимущественно финнами.

Только в 1945 и 1946 гг. на северном побережье Ладожского озера были поставлены детальные работы по изучению геологии четвертичных отложений этого района (Г. С. Бискэ, В. В. Шарков), результаты которых и легли в основу настоящей статьи.

### Орогидрографическая характеристика района

Территория Северного Приладожья в общем представляет собой равнину, абсолютные высоты которой нигде не превышают 200 м. Однако эта равнина настолько расчленена, что местами рельеф имеет даже вид горного.

Минимальные абсолютные отметки наблюдаются возле Ладожского озера и связанных с ним более мелких озер с абсолютными отметками, не превышающими 5 м; на северо-запад высоты увеличиваются, достигая максимума близ озера Янис-ярви. Таким образом, местность как бы наклонена с СЗ на ЮВ.

Характеристика рельефа дана ниже при геоморфологическом описании района, в настоящем же разделе кратко изложены элементы гидрографии обследованного района.

В районе Северного Приладожья можно выделить три генетических типа озер.

Первый тип — озера тектонического происхождения. Они отличаются значительной и неравномерной глубиной, причудливой береговой линией и наличием узких фиордообразных заливов. Берега таких озер часто сложены коренными породами, обычно оглаженными и образующими бараньи лбы.

К этому типу относится самое крупное из озер района — Ладожское, площадь которого достигает 18 724 км<sup>2</sup>, наибольшая длина 210 км и ширина 130 км (И. В. Молчанов, 1945 г.). Ладожское озеро является главным водосборным бассейном и местным базисом эрозии многих крупных рек участка.

Второй тип — озера, образовавшиеся путем отчленения озерных заливов, вследствие общего неравномерного поднятия Фенноскандии. Эти озера, встречающиеся преимущественно возле Ладожского озера, отличаются незначительными размерами и глубиной, имеют плоские берега, сложенные чаще всего глинами. К ним относятся: Кортелан-ярви, Куокка-ярви, Хюмпелян-ярви и др.

Третий тип — озера ледникового происхождения. Это или озера, подпруженные конечными моренами, нередко значительные по площади, с причудливой береговой линией, или более мелкие озера, образовавшиеся после таяния льда во впадинах аккумулятивного ледникового рельефа. Такими озерами являются: Пюхя-ярви, Кангас-ярви, Лиэва-ярви и др.

Реки, разрезающие территорию Северного Приладожья, делятся на два типа.

Реки первого типа, соединяющие озера и являющиеся как бы протоками, обычно многоводны, со слабо разработанными или почти неразработанными долинами, короткие и широкие, причем величина их настолько незначительна, что почти нигде они не имеют собственных названий.

Реки второго типа также обычно протекают через озера, но не являются протоками, так как обладают всеми признаками настоящих рек: имеют долину, пороги и плесы, уровень воды в них колеблется в зависимости от времен года.

Река Китен-йоки принадлежит ко второму типу. Несмотря на то, что она протекает через озера Кангас-ярви, Сиезман-ярви и Хюмпелян-ярви, ее длина (около 46 км на нашей территории) и общий вид долины не позволяют отнести ее к первому типу. На всем своем протяжении р. Китен-йоки разрезает коренные породы и течет в высоких, крутых берегах. Течение реки очень быстрое, плесовые участки короткие, она образует много порогов с сосредоточенным падением до 5 м.

Река Тохма-йоки имеет длину 75 км, ширину на плесах 12 м, на порогах 8 м; глубину от 1 до 4 м.

Река Нива-йоки начинается на зандровой равнине, течет преимущественно по четвертичным отложениям, образует много извилин и принимает несколько значительных притоков. Ближе к истокам ширина ее порядка 2—3 м, берега невысокие и довольно пологие. Перед впадением в Ладожское озеро река становится шире и течение спокойнее.

Река Янис-йоки начинается на финской территории, протекает через оз. Янис-ярви и в сущности представляет собой цепь озеровидных плесов или искусственных водохранилищ, соединенных порожистыми протоками. Янис-йоки является самой широкой из рек Северного Приладожья: ширина ее на плесах достигает 40—60 м, на порогах 12—20 м, глубина до 3—7 м. На протяжении от оз. Янис-ярви до оз. Ладожского эта река образует два больших порога: Сакривинкоски, длиной 100 м и падением воды 6,4 м, и Ляскелянкоски, длиной 212 м, падением 13,4 м.

Река Уксун-йоки впадает в залив Уксун-лахти. Общая длина реки 120 км, ширина в среднем 25 м и глубина 3—5 м. Местами она соединяет цепочки озер, являясь протоком; в других местах образует ряд порогов, самый значительный из которых Кильвенкульманкоски имеет падение 5,1 м при длине 320 м (цифровые данные приводятся из работы И. В. Молчанова, 1945 г.).

## Геологическое строение

### Дочетвертичные образования (докембрий)

Докембрийские породы, слагающие территорию Северного Приладожья, интересны главным образом как основа, на которой, в результате деятельности различных процессов образовался современный рельеф района.

В строении Северного Приладожья принимают участие как древнейшие архейские, так и более поздние ладожские и постладожские образования. Восточная часть района сложена нотийскими породами — гранитами рапакиви.

Нижнеархейские гнейсо-граниты и их мигматиты слагают обширную площадь к северу и северо-востоку от оз. Янис-ярви. К северу от Ладожского озера они обнажаются в виде пятен овальной или несколько вытянутой формы, окруженных породами более молодого возраста.

Выходы пород архея, наблюдаемые в северной и северо-восточной частях исследованной территории, являются частью большой области распространения архейских гнейсо-гранитов, протягивающейся из Финляндии в Южную Карелию. Здесь наиболее широко развиты почти массивные гнейсо-граниты с серым полевым шпатом.

Изолированные выходы пород архея в районе залива Кирява-лахти и поселков Импилахти и Питкяранта имеют несколько иной характер. Гнейсо-граниты в них характеризуются хорошо выраженной параллельно-слоистой текстурой, но наряду с осланцованными разновидностями наблюдаются также и массивные. Среди гнейсо-гранитов встречаются полевшпатовые амфиболиты, которые в большинстве случаев залегают согласно с вмещающими породами. Мощность дайкообразных тел варьирует от 2 до 100 м, реже они представляют собой штокообразные массивы размером до 300—800 м.

Более молодые образования представлены свитой ладожских сланцев, которая образует складчатую зону, тянущуюся от северного берега Ладожского озера на северо-запад до границы с Финляндией. Сланцы со всех сторон обтекают гнейсо-гранитовые массивы.

Свита ладожских сланцев состоит из двух толщ: нижней, представленной роговообманковыми сланцами, и верхней, состоящей преимущественно из биотитовых сланцев. Эти сланцы переходят друг в друга через узкую зону роговообманково-биотитовых сланцев.

Вся толща роговообманковых сланцев весьма неоднородна по своему составу. Она представлена собственно роговообманковыми сланцами, сланцевыми амфиболитами, скарнированными кристаллическими известняками, мета-габбро-диабазами и разнообразными скарнами. Все эти породы, переслаиваясь, образуют пласты мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 десятков метров. В пределах этих разностей встречаются породы с различной крупностью зерна.

Толща биотитовых сланцев, слагающая верхнюю часть ладожской формации, значительно превышает по мощности толщу роговообманковых. По петрографическому составу толща биотитовых сланцев является очень пестрой. В нее входят: биотитовые сланцы, графитсодержащие биотитовые сланцы, кварциты, гранато-биотитовые сланцы, андалузито-ставролитово-биотитовые сланцы и различные биотитовые гнейсы. Преобладают биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы.

Все разновидности сланцев переслаиваются между собой, образуя прослой различной мощности.

К северо-западу от оз. Янис-ярви ладожская свита представлена следующими литологическими компонентами: ведущее место занимают ставролитовые, биотитовые и амфиболовые сланцы, в которые в виде прослоев различной мощности включаются кварциты, известняки и филлитовые сланцы. Общее простираение всей толщи северо-западное, в этом же направлении протягиваются чередующиеся между собой прослой различных сланцев. Сланцы прорываются интрузиями гранитов более молодого возраста. Для этой толщи характерна полосчатость, особенно заметная вблизи контакта ставролитовых сланцев с амфиболовыми, причем прослой могут быть очень тонкими, до 0,5 м. Ближе к массивам пегматоидных гранитов сланцы становятся более тонкозернистыми, приобретая мигматитовый облик.

К югу от линии Сиэсман-ярви—Кааламо господствующую роль играют мигматизированные биотитовые гнейсы, представленные мелкозернистыми породами с ясно выраженной параллельно-слоистой текстурой и прорванные интрузиями постладожских гранитов, гранодиоритов и пегматоидных гранитов (Н. А. Волотовская, 1947 г.; Т. В. Перекалина, 1946—1948 гг.; Н. Г. Судовиков, 1947—1949 гг.).

Гнейсы, развитые в различных местах территории, несколько различаются между собой как по особенностям петрографического состава, так и по характеру и интенсивности мигматизации постладожскими гранитами.

К северу от железной дороги Сортавала—Лахденпохья развиты темносерые мелкозернистые биотитовые гнейсы, часто переслаивающиеся с роговообманковыми сланцами. Мощность толщи сланцев — от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Как гнейсы, так и роговообманковые сланцы обычно сильно инфицированы по сланцеватости гранитным материалом. Интенсивность мигматизации возрастает с СВ на ЮЗ.

На побережье и островах Ладожского озера господствуют биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, содержащие маломощные прослой амфиболитов.

По направлению с запада на восток уменьшается интенсивность мигматизации пород ладожской толщи и в связи с этим изменяется петрографический состав: среди серых биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов часто встречаются пропластки мелкозернистых плотных биотитовых сланцев, кварцитовидных сланцев и кварцитов. Мощность пропластков очень невелика и выражается в сантиметрах.

Постладожские интрузивные породы в западной части Приладожья представлены габбро-диоритами, гранодиоритами и различными типами гранитов.

Комплексы габбро-диоритов и связанных с ними более основных и кислых разностей пород слагают на территории Северного Приладожья два массива: Кааламский и Велимякский. Кааламский расположен возле станции Кааламо и граничит на севере с толщей биотитовых сланцев, а на юге — с биотитовыми гнейсами. Центральная часть массива представлена крупнозернистыми разновидностями, ближе к периферии величина зерен уменьшается.

Интрузия Велимякских габбро-диоритов залегает среди полосчатых биотитовых сланцев. Габбро-диориты представлены среднезернистыми массивными породами, среди которых встречаются небольшие пятна амфиболитизированных пироксенитов с титано-магнетитовым орудуением.

Диориты и породы, встречающиеся в комплексе с ними, выходят на поверхность в виде отдельных небольших массивов. Их можно наблюдать на островах Хепосалон-сари и Пут-сари и на материке северо-

западнее этих островов, возле оз. Хюмпелян-ярви и в районе г. Сортавала.

Относительно небольшими массивами распространены и граниты, которые вторгаются в толщу биотитовых гнейсов. Особенно большое количество гранитовых тел наблюдается на участке к юго-востоку от железной дороги, соединяющей г. Лахденпохья с г. Сортавала.

Гранодиориты и граниты характеризуются равномернозернистым сложением. Согласно Т. В. Перекалиной, те и другие в большинстве случаев представляют бескорневые тела, огнейсованные в краевых частях параллельно контакту с мигматизированными ладожскими породами.

В ладожской толще и в пределах массивов гранитов и гранодиоритов встречаются жилы аплитовидных гранитов мощностью до 10 м, а также пегматитовые и кварцевые жилы.

Таким образом, постладожские интрузивные породы составляют довольно пестрый комплекс. Внедрение этих пород сопровождалось расколами, рассекающими толщу вмещающих пород в различных направлениях. Это способствовало проявлению избирательной эрозии и привело к образованию в области развития интрузий довольно расчлененного рельефа.

К самым молодым, протерозойским, образованиям относятся граниты рапакиви, слагающие площадь, расположенную к востоку от меридиана г. Питкяранта. Порода, как правило, обладает однородностью структуры, а местами встречаются участки порфиroidного строения. В сравнительно узких краевых зонах она нередко становится более мелкозернистой. Для гранитов рапакиви очень характерно наличие редких и хорошо выдержанных по простиранию и на глубину трещин.

Все вместе взятое обуславливает малую устойчивость пород по отношению к агентам денудации.

В структурно-тектоническом отношении Приладожский район изучен еще недостаточно и крайне неравномерно.

Геологи А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович, производившие в 1945 г. геологическую съемку восточной части интересующей нас территории, рассматривают массивы гранито-гнейсов, окруженные ладожскими породами, как брахиантиклинали нижнеархейского фундамента, смятого в постладожское время. В соответствии с этим ладожская формация между массивами гнейсов в структурном отношении представляет собой синклиналильные погружения с круто стоящими крыльями. Оси крупных структур, мелких складок и линейной текстуры, согласно данным Миндиной и Патрубович, имеют падение на ЮЮВ под углом 60—45°.

В 1946—1949 гг. работами Карело-Финского филиала Академии наук СССР в Питкярантском районе (В. Д. Никитин, К. А. Шуркин) установлено, что выступы нижнеархейских гнейсов представляют не брахиантиклинали, а блоки разбитого трещинами жесткого основания, обжатые в краевых частях во время постладожского тектогенеза совместно с породами ладожской формации. В центральных частях они сохраняют свою древнюю тектоническую структуру и характеризуются северо-западным простиранием пород с очень крутыми углами падения. Последующие тектонические движения проявились здесь в образовании расколов меридионального и широтного направлений, местами прошедших по древним тектоническим контактам ладожской формации и гранито-гнейсов.

В центральной части Приладожья южнее зал. Кирява-лахти залегание мигматизированных ладожских сланцев в целом почти меридиональное, но осложнено мелкими складчатыми структурами, образованными во время постладожского тектогенеза, движения которого захватили и мелкие интрузии гранитов и гранодиоритов.

Следует также особо отметить и структуру полосы зеленокаменных пород, простирающихся к северу от Кирявалахтинского блока гранито-

гнейсов в ССЗ направлении от Рускеала. Согласно А. А. Миндлиной, породы образуют здесь антиклинальную складку, причем гнейсовый фундамент на поверхности не обнажается.

Участок района севернее зоны прибрежных выходов гнейсо-гранитов вплоть до оз. Янис-ярви в тектоническом отношении почти не изучен. Залегающие здесь породы верхнего горизонта ладожской формации характеризуются северо-западным простиранием и крутыми углами падения то к западу, то к востоку. В районе оз. Малое Янис-ярви проходит тектонический контакт между ятулийскими кварцитами и доломитами и ладожской сланцевой толщей. В зоне непосредственной близости к тектоническому контакту породы обеих толщ перемяты и раздроблены.

Геологическое строение юго-западной части Северного Приладожья значительно проще. Бiotитовые гнейсы здесь смяты в мелкие складки, вытянутые на северо-запад и прорванные интрузиями постладожских пород. Интрузии происходили в несколько фаз и сопровождалась разломами. Поэтому главная роль в рельефообразовании этой части исследованной области принадлежит не пликативным структурам, а избирательной денудации и дизъюнктивным дислокациям.

#### Четвертичные отложения

Четвертичные отложения распространены на территории Северного Приладожья чрезвычайно неравномерно, что обусловлено как рельефом коренных пород, так и условиями таяния ледника, а в прибрежной части еще и деятельностью вод поздне- и послеледниковых бассейнов, размывавших и переотлагавших осадки более раннего возраста.

Там, где процесс таяния ледника несколько задерживался или происходили осцилляции ледникового края, возникали мощные аккумулятивные образования, примером которых является конечноморенный комплекс Сальпауссельке I, тянущийся вдоль государственной границы.

Пути распространения флювиогляциальных потоков также отмечены скоплениями песчано-гравийно-галечного материала.

Значительной мощности достигают песчаные и валунные отложения северо-восточного побережья Ладожского озера, к югу от г. Питкяранта, тогда как в других местах побережья четвертичные отложения приурочены только к понижениям рельефа коренных пород. Возвышенности или совсем оголены, или покрыты очень тонким слоем морены, мощностью не больше 30 см. Почти такая же картина наблюдается и во внутренних частях района, за исключением полосы, расположенной на восток от меридиана г. Питкяранта, где морена залегает сплошным плащом.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений довольно сложна, особенно в южной части территории, которая после освобождения из-под ледникового покрова являлась ареной неоднократных смен трансгрессий и регрессий морских и озерных бассейнов.

Последовательность осадконакопления может быть представлена в следующем виде.

1. Подморенные элювиальные образования.

2. Ледниковые отложения:

а. Морена последнего оледенения.

б. Конечно-моренные отложения.

3. Позднеледниковые отложения:

а. Отложения потоков талых ледниковых вод (флювиогляциальные).

б. Озерно-ледниковые ленточные отложения.

в. Отложения внутреледниковых озер.

г. Морские отложения.

4. Послеледниковые отложения:

а. Отложения Анцилового озера.

- б. Отложения Литоринового моря.
- в. Отложения Ладожской трансгрессии.
- 5. Современные отложения:
  - а. Озерные.
  - б. Торфяно-болотные.
  - в. Аллювиальные.
  - г. Эоловые.
  - д. Элювиально-делювиальные.

### 1. Подморенные элювиальные образования

Из всех пород, слагающих территорию Северного Приладожья, наиболее благоприятной породой для развития элювиальных образований является гранит рапакиви, легче всего поддающийся выветриванию в условиях сурового климата ледниковой эпохи.

По данным В. В. Шаркова (18), к северо-востоку от г. Питкяранта имеется несколько обнажений, где под мореной залегает остроугольная гранитная щебенка. В самой нижней части разреза элювий постепенно переходит в массивный гранит.

Такое же явление мы наблюдали немного восточнее, в районе оз. Кяснясен-ярви и рр. Уксун-йоки и Пенсан-йоки. Часто верхний слой рапакиви, прекрасно сохранивший свою структуру, при слабом ударе молотка легко рассыпается. Иногда элювий этих гранитов перемешивается с нижней частью залегающей на нем морены, которая заполняет мельчайшие трещины выветрелой породы и промежутки между щебенкой. Мощность слоя элювия от 0,5 до 1,5 м, местами несколько больше.

В западной части территории, в районе оз. Пайк-ярви, подморенный элювий развит на биотитовых гнейсах. Здесь он также представлен угловатыми обломками различных размеров, окрашенными в яркий красно-бурый цвет. Ниже обломки переходят в выветрелые гнейсы, а затем — в твердую коренную породу.

Всюду элювий залегает на коренных породах и перекрывается слоем морены последнего оледенения. Следовательно, образование элювия происходило до отложения морены.

### 2. Ледниковые отложения

#### *Морена последнего оледенения*

О влиянии коренных пород на литологический состав морены неоднократно упоминалось в работах различных авторов. Некоторые из них считали, что состав морены целиком определяется литологией пород, слагающих данную местность или соседние с ней области (Шарков, 1945 г.; Фростерус, 1922 г.; Лейвиске, 1934 г.). Другие, наоборот, утверждали, что изменение моренного состава происходит даже на очень небольших площадях, и если коренные породы и оказывают некоторое влияние на механический состав морен, то роль их все же чрезвычайно незначительна (Аорнио, 1938 г.).

Мы присоединяемся к мнению авторов, считающих подстилающие коренные породы одним из важнейших факторов, оказавших влияние на состав моренных отложений.

Так, в области развития гранитов рапакиви, охватывающей большую площадь в Южной Карелии, от г. Питкяранта почти до Тулом-озера, преобладает песчаная морена с большим количеством крупных валунов того же состава. Основная масса морены представлена пылеватыми песками, иногда с включением более крупнозернистого материала.

Результаты механического анализа образцов этой морены приведены в табл. 1.

Таблица 1

| Размеры частиц во фракции в мм | >5    | 5—3  | 3—2  | 2—1  | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
|--------------------------------|-------|------|------|------|-------|----------|-----------|-----------|-------|
| Содержание фракций в %         | 18,53 | 4,06 | 5,02 | 7,63 | 4,87  | 17,22    | 18,93     | 14,55     | 9,01  |

Морена содержит большое количество щебенки рапакиви, а валуны нередко настолько разрушены, что от незначительного внешнего воздействия распадаются на отдельные обломки. Вероятно, такой малой устойчивости рапакиви к выветриванию мы и обязаны наличием значительного количества остроугольных обломков и мелкого щебня в морене, развитой на этих породах.

На гранито-гнейсах, доломитах и сланцах, залегающих к востоку от Тулом-озера, распространена супесчаная морена, представленная тонкой желто-бурой супесью. Результаты анализа механического состава этой морены приведены в табл. 2.

Таблица 2

| Размер частиц во фракции в мм | >5   | 5—3  | 3—2  | 2—1  | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
|-------------------------------|------|------|------|------|-------|----------|-----------|-----------|-------|
| Содержание фракций в %        | 1,25 | 1,92 | 1,37 | 1,51 | 5,29  | 4,81     | 11,68     | 38,37     | 33,8  |

На основании приведенных данных можно сказать, что литология коренных пород безусловно влияет на механический и петрографический состав морены, определяя его главные черты; более мелкие детали и отклонения от этой зависимости можно отнести за счет вторичных процессов, под влиянием которых происходило отложение морены.

Внешние различия между моренами касаются характера основной мелкозернистой массы и петрографического состава заключенных в ней валунов.

На территории Северного Приладожья встречается морена как с суглинистой основной массой, так и с песчаной и супесчаной. Преобладает все же песчаная и супесчаная. Это можно объяснить, во-первых, широким распространением гранитов, на которых, как правило, образуются песчаные разности, а, во-вторых, тем, что Северное Приладожье является областью ледниковой эрозии, где морена не испытала значительного истирания, так как была отложена почти на месте. Кроме того, отложение морены происходило уже в эпоху таяния ледника, когда масса ледниковых вод могла оказать перемывающее действие. На морену в прибрежной части оказали свое влияние также воды поздней и послеледниковых бассейнов.

Песчаная морена развита к востоку от г. Питкяранта на гранитах рапакиви и в области, расположенной западнее г. Сортавала, распространяясь на север приблизительно до ст. Маткаселька, где она залегает уже на биотитовых гнейсах и гранитах различного типа.

Как правило, морена представлена несортированными мелко- и тонкозернистыми песками и реже — супесями. Количество, размеры и степень

| Размер частиц во фракции в мм | >5    | 5—3  | 3—2  | 2—1  | 1—0,5 |
|-------------------------------|-------|------|------|------|-------|
| Содержание фракций в %        | 13,42 | 5,35 | 2,55 | 1,57 | 1,60  |

окатанности валунов чрезвычайно меняются как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном направлении. Чаще всего, особенно в области развития конечных морен Сальпауссельке, в значительном количестве встречаются хорошо окатанные валуны. Нередко песчаная морена прерывается и ее замещает суглинистая или, наоборот, тонкозернистая песчаная разность сменяется среднезернистой с большим количеством валунов и гальки.

К области распространения ставролитовых и амфиболовых сланцев, т. е. к полосе Маткаселька—Вяртсиля, приурочена почти безвалунная тонкая супесчаная морена, содержащая незначительное количество пластинчатой угловатой гальки.

Суглинистая морена большей частью развита в местах сплошного распространения слюдястых и филлитовых сланцев ладожской формации. Литологически она представлена тонким серым суглинком, в который, наряду с глинистыми частицами, включены и угловатые песчаные зерна.

В. В. Шарков [18] приводит анализ механического состава этой морены (табл. 3).

По классификации Г. Ф. Мирчинка [12], суглинистую морену следует относить к грубому или среднему суглинку.

В некоторых местах залегает также морена локального характера, отличающаяся большим количеством угловатых обломков, петрографический состав которых идентичен коренным породам, слагающим данную местность. Основная масса представлена главным образом крупнозернистым материалом. Неокатанность валунов, крупнозернистость основного материала и однородность петрографического состава валунов с подстилающей коренной породой дают нам право назвать морену «локальной».

Взаимоотношения различных типов морены в вертикальном разрезе нигде не удалось обнаружить; следовательно, нет никаких данных относить эти морены к разным оледенениям. Наоборот, все разрезы показывают, что морены одновозрастные, т. е. были отложены в период последней ледниковой эпохи, а различие литологического состава объясняется различными условиями отложения.

Морена залегает непосредственно на коренных породах и перекрывается позднеледниковыми отложениями: флювиогляциальными песками или ленточными глинами. Этот факт подтверждает предположение о том, что морена относится к последнему оледенению. Возраст морены можно установить даже несколько более точно: район Северного Приладожья расположен к югу от финских конечных морен Сальпауссельке и к северу от предшествующих им краевых образований ледника; следовательно, отложение морены произошло уже в тот период, когда ледник оставил интересующую нас территорию.

#### *Конечноморенные отложения*

Особый интерес представляет собой материал, слагающий конечноморенные образования Сальпауссельке I. К сожалению, строение этих образований трудно доступно для исследования, но на основании наблюдений над некоторыми разрезами можно утверждать, что конечноморенный комплекс сложен в основном флювиогляциальными отложениями, залегающими в тесном контакте с мореной.

Таблица 3

| 0,5 - 0,25 | 0,25 - 0,05 | 0,05 - 0,01 | 0,01 - 0,005 | 0,005 - 0,001 | 0,001 |
|------------|-------------|-------------|--------------|---------------|-------|
| 1,93       | 12,76       | 25,43       | 26,51        | 3,85          | 5,03  |

Моренные отложения встречаются редко и представлены несортированными песками с галькой и валунами. Строго говоря, это уже не морена, так как и в процессе отложения и позже этот материал подвергался действию ледниковых вод, но, очевидно, перемывание было не настолько значительно, чтобы могла образоваться заметная сортировка или слоистость в морене. В отличие от обычной донной морены эта морена более крупнозернистая, с большим количеством сглаженного каменного материала.

Преобладающее место в строении конечно-моренного комплекса занимают флювиогляциальные отложения. Они представлены главным образом гравийно-галечными разностями с переменным количеством песка и валунов. Весь флювиогляциальный материал отличается слоистостью, располагающейся под различными углами к горизонту. Нередко

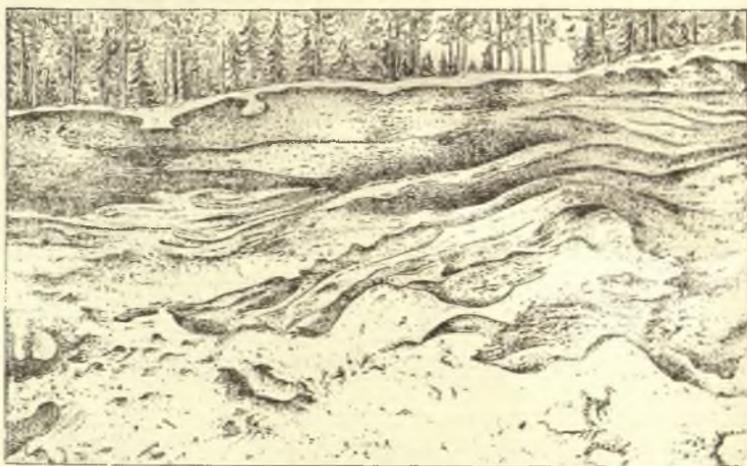


Рис. 1. Характер переслаивания флювиогляциальных песков и галечников в северо-восточной части гряды Сальпауссельке I (по В. Таннеру)

слои сжаты и разорваны; очевидно, со стороны ледника на уже образовавшиеся наслоения флювиогляциальных отложений было оказано давление.

По простиранию и мощности слои редко выдерживаются на значительное расстояние. В вертикальном разрезе слои различного литологического состава могут чередоваться в самых разнообразных вариантах. Так, гравийно-галечные прослойки, а также песчаные и валунные разности встречаются как на глубине, так и на поверхности.

От типичных озовых отложений эти флювиогляциальные отложения отличаются главным образом тем, что характер наслоения здесь очень беспорядочный, невыдержанный как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Слои часто разорваны и перемяты, т. е. носят следы давления извне (рис. 1). Кроме того, флювиогляциальные отложения конечно-моренного комплекса редко образуют формы, присущие типичным отложениям ледниковых потоков. Встречающиеся здесь озы очень коротки и широки, и их форма усложнена другими аккумулятивными образованиями. Чаще всего скопления флювиогляциальных отложений в районе Сальпауссельке I имеют вид куполовидных или плоских холмов, разделенных котловинами или заболоченными понижениями. Слои располагаются параллельно поверхности форм.

Нередко в пределах одного слоя наблюдается более мелкое переслаивание. Очевидно, что эти отложения были образованы ледниковыми

потоками, мощность и направление которых постоянно менялись. После отложения они, вероятно, не раз перемывались и переотлагались.

Как правило, поверхностные слои содержат большое количество пылеватых частиц и не так ясно выраженную, как в более глубоких частях, слоистость.

В распределении различных литологических разновидностей в конечно-моренных образованиях можно подметить следующую закономерность: проксимальная сторона характеризуется более крупнозернистым материалом и морфологически отличается от дистальной, где преимущественно развит песок с незначительным содержанием гравия, гальки и валунов. Пески располагаются почти горизонтальными слоями с некоторым наклоном на юго-восток.

Гравийно-галечно-валунный материал проксимальной стороны слагает холмы и гряды, беспорядочно нагроможденные друг на друга.

Моренные отложения встречаются только на проксимальной стороне комплекса конечно-моренных образований, тогда как дистальная сложена хорошо отсортированными флювиогляциальными отложениями или зандровыми песками.

Размеры песчаных частиц морены очень разнообразны: от тонких песчаных до грубых, почти гравелистых. Обычно моренные отложения залегают в тех местах, где коренные породы находятся близко к поверхности; местами наблюдаются невысокие, расплывчатые холмы, сложенные мореной, но значительных аккумулятивных форм морена не образует.

Содержание валунов как в морене, так и во флювиогляциальных отложениях чрезвычайно неравномерно. Нередко их количество настолько значительно, что образуются почти сплошные валунные поля (рис. 2), но наряду с такими богатыми валунным материалом отложениями встречаются участки, почти лишенные валунов.



Рис. 2.  
Каменное поле у дороги Калат-  
тома—Кумури

### 3. Позднеледниковые отложения

#### *Отложения ледниковых вод*

Отложения потоков талых ледниковых вод, или флювиогляциальные, широко распространены на территории Северного Приладожья, особенно в ее северо-западной и северо-восточной частях. Они слагают или отдельные гряды (озы), или холмы и равнины.

Там, где ледниковые потоки подпруживались водами какого-либо бассейна, возникали мощные скопления песчано-гравийно-галечных отложений. Так, к западу и юго-западу от оз. Пайк-ярви наблюдается слегка всхолмленный участок, сложенный песком, местами с большим количеством гальки и валунов. Песок слоистый, причем различной мощности слои располагаются и горизонтально и под углом к горизонту, иногда выклиниваются, иногда утолщаются или разделяются и дают ответвления. Десятью метрами южнее местность сложена уже галечником с довольно крупными, до 20—30 см в поперечнике, валунами. Галечник также слоистый, нередко очень плотный, промежутки между отдельными гальками заполнены тонкозернистым желто-бурым песком. Слои расположены под различными углами к горизонту. Очевидно, эти пески и галечники отложены не в спокойном озерном бассейне, а текущими потоками, мощность и скорость течения которых непрерывно изменялись.

Вдоль западной границы района и к северо-востоку от г. Вяртсиля отложения ледниковых потоков слагают прекрасно выраженные зандровые равнины. Проксимальная сторона равнин всхолмленная и материал более грубый: гравий, галька. По направлению к дистальной стороне материал становится более тонким, и поверхность равнины почти идеально ровная, нарушаемая небольшими заболоченными котловинами, долинами рек и ручьев или в некоторых местах возвышенностями коренных пород.

Пески, слагающие зандровые равнины, слоисты. Слоистость местами горизонтальная, местами — под углом к горизонту. Горизонтальная слоистость возникла, вероятно, в тех местах, где ледниковые потоки образовали небольшие озера; там же, где эти потоки свободно разливались и перемещались, пески отлагались под различными углами к горизонту. Общий характер распределения слоев чрезвычайно неравномерный: тонкозернистые пески переслаиваются с крупнозернистыми, а иногда и с галечниками. В песчаные слои также нередко включается мелкая окатанная галька. Мощность этих отложений свыше 10—15 м.

В восточной и центральной частях района нет типичных зандровых равнин, но песчаные отложения типа зандров развиты к востоку и северо-востоку от пос. Кителя и между озерами Рюттю-ярви и Вахвя-ярви. Здесь в ряде разрезов можно наблюдать залегание флювиогляциальных песков на суглинках и даже ленточных глинах.

В виде изолированных небольших площадей встречены флювиогляциальные пески на восточном берегу оз. Суйстамон-ярви и возле пос. Кухиласвара. Они залегают непосредственно на морене. Поверхность песков нередко слегка всхолмлена и осложнена небольшими котловинами и озами. Мощность песков, залегающих в виде отдельных пятен, менее значительна, чем песков, слагающих зандровые равнины, и достигает всего лишь 1,5—2 м, реже 4—5 м.

Кроме равнин и всхолмленных пространств песчано-гравийно-галечные отложения ледниковых потоков слагают гряды — озы. На основании литологического состава озовые гряды можно подразделить на чисто песчаные, песчано-валунные и чисто валунные.

Песчаные озы развиты к северу от г. Питкяранта. Слоистые пески иногда включают прослой гравия и галечника.

Озы, сложенные валуно-галечными песками, наблюдаются вдоль всей западной границы территории, особенно в районе Сальпауссельке, а также на пространстве между озерами Янис-ярви и Хихни-ярви. Они состоят из хорошо отсортированных слоистых песков, чередующихся с валунными и галечными прослоями.

Из чисто валунных озов был встречен только один, протягивающийся от хут. Яскенмяки до пос. Куккалампи. Благодаря окружающим его болотистым равнинам он прекрасно выражен в рельефе. В отличие от других озов, сложенных косослоистыми песками и галечниками, материал, слагающий указанный оз, представлен крупным почти неслоистым валунистом с очень небольшим количеством тонкозернистого песка.

В районе дороги от г. Питкяранта на оз. Ниэт-ярви В. В. Шарковым [18] был обнаружен оз, перекрытый смятыми ленточными глинами. Местами на ленточных глинах залегают тонкая прослойка галечника, мощностью 10—20 см. Такое явление позволяет предположить о наличии осцилляции в восточной части района, так как нарушить нормальное залегание ленточных глин и в некоторых местах перекрыть их новым слоем флювиогляциальных отложений мог только ледник.

Все типы флювиогляциальных отложений можно отнести к позднеледниковому времени, так как потоки, обладающие силой, достаточной для перенесения и отложения такого количества песка, гравия и гальки, могли образоваться только в период интенсивного таяния ледника, т. е. в позднеледниковую эпоху. Но все же нередко между отложениями того

или иного типа может быть значительная разница во времени образования. Так, по данным В. В. Шаркова [18], на левом берегу р. Сумериан-йоки, там, где она пересекается железной дорогой Питкяранта—Имппилахти, слои песка и галечника перекрыты сначала ленточными песками, а затем ленточными глинами. Такое же явление было обнаружено на р. Хихни-йоки, возле д. Кютюсюрья. Абсолютная высота залегания ленточных осадков около 40 м.

Песчано-гравийно-галечные осадки были здесь, несомненно, отложены до возникновения озерно-ледникового бассейна, оставившего потом свои ленточные образования.

В районе пос. Алаукса в валунно-галечных отложениях был найден комок ленточных глин, размером до 0,5 м в поперечнике. В глинах хорошо заметна ленточная структура, и литологически они напоминают глины у рр. Сумериан-йоки и Хихни-йоки. Наличие такого отторженца свидетельствует о более раннем, по сравнению с флювиогляциальными гравийно-галечными осадками, возрасте ленточных отложений.

Таким образом, в восточной части района мы имеем два горизонта флювиогляциальных образований, первый из которых был отложен до возникновения озерно-ледникового бассейна, а второй — после.

Б. Ф. Земляков, И. М. Покровская и другие авторы [2, 13, 14] указывают на наличие межледниковых слоев на территории Карело-Финской ССР, сохранившихся только в депрессиях коренного рельефа. Но отмеченные Шарковым ленточные глины залегают на сравнительно небольших абсолютных отметках, и мало вероятно, что такие мягкие породы могли сохраниться и не быть снесенными массой льда последней ледниковой эпохи. То, что ленточные глины залегают между флювиогляциальными толщами, не дает основания считать их образовавшимися до последнего оледенения.

Существование двух слоев гравийно-галечных отложений, разделенных ленточными осадками, еще раз подтверждает возможность осцилляции, которая нарушила спокойное залегание ленточных образований и перекрыла их флювиогляциальными песками и галечниками.

#### *Озерно-ледниковые ленточные отложения*

На исследованной территории озерно-ледниковые ленточные отложения достигают широкого распространения. Все понижения коренного рельефа, примыкающие к полосе побережья, выполнены тонкими, пластичными, серыми глинами.

Гипсометрическое положение ленточных глин различно: в районе северо-западного побережья Ладожского озера и прилегающих к нему областей ленточные глины залегают не выше чем на 22—23 м над уровнем моря. Об этом говорят наблюдения над разрезами у г. Лахденпохья, на островах Соролан-сари и Хепосалон-сари, в районе Оппола и у пос. Рускеала. У оз. Куоре-ярви на абсолютной высоте 8 м бурением была вскрыта толща ленточных глин мощностью 4,5 м, ниже которых залегают песчаная мелкозернистая морена с валунами.

В одном километре к югу от сел. Оппола на абсолютной высоте 8 м буровая скважина прошла 12 м ленточных глин. Возле оз. Риткя-ярви на высоте 9 м над уровнем моря под толщей торфа в 3,5 м также залегают ленточные глины, вскрытые до глубины 8 м. В долине ручья Раут-оя ленточные глины находятся на абсолютной высоте 22 м и перекрываются супесью.

Кроме ясно выраженной ленточной структуры глин об их озерно-ледниковом происхождении говорит также полное отсутствие в них диатомовых, что характерно для отложений приледникового бассейна.

В восточной части исследованного района прекрасные обнажения ленточных глин можно наблюдать на правом берегу р. Хихни-йоки, где они слагают террасу, абсолютная высота которой 33—34 м. Над ней рас-

полагается вторая терраса, также сложенная ленточными отложениями. В долине р. Сумериан-йоки, ниже впадения в нее р. Хихни-йоки, снова наблюдается сложенная ленточными отложениями терраса, над которой находится еще одна, сложенная песками.

В многочисленных разрезах можно наблюдать полный цикл ленточных отложений, начинающийся и заканчивающийся песками. Собственно ленточные глины и суглинки располагаются на абсолютной высоте 28—29 м. Наряду с этим В. В. Шарковым были обнаружены ленточные глины в районе д. Керисюръя на абсолютной высоте 55 и даже 60 м.

В центральной части территории, у пос. Хелюля и г. Сортавала, ленточные глины залегают на абсолютной высоте 27—30 м, тогда как возле г. Харлу абсолютная отметка их 60—65 м.

На основании анализа абсолютных отметок залегания ленточных глин (25—30 и 55—65 м) можно предположить существование двух озерно-ледниковых бассейнов. Если учесть то обстоятельство, что для отложения ленточных глин минимальная глубина бассейна должна достигать 20—30 м, то береговые линии этих озерно-ледниковых бассейнов должны находиться на высоте 45—55 и 85—90 м над уровнем моря.

Около д. Леппясилта на высоте 90 м В. В. Шарковым [18] была обнаружена абразионная терраса. В районе Китела В. Рамсей [27] указывает береговую линию на высоте 93 м над уровнем моря.

Береговая линия бассейна, расположенного на более низкой отметке, не выражена в виде абразионных или аккумулятивных образований, но ее нетрудно установить по характеру отложений. Ниже границы, проходящей на уровне 45—55 м в западной части территории, встречается большое количество оголенных возвышенностей; располагающаяся по склонам морена здесь относительно крупнозернистая и каменистая. Понижения выполнены глинами, супесями или тонкозернистыми песками. Выше границы с отметками 45—55 м оголенные возвышенности встречаются реже, слой морены более мощный и отложения глин и других мелкозернистых осадков наблюдаются очень редко.

То обстоятельство, что на территории Северного Приладожья обнаружены признаки существования двух озерно-ледниковых бассейнов, а также тот факт, что в восточной части района ленточные глины перекрыты флювиогляциальными отложениями или даже мореной, еще раз подтверждает наличие осцилляции, происходившей в позднеледниковое время.

Характерно, что к западу от меридиана г. Сортавала нет никаких следов осцилляции, и абсолютная отметка залегания ленточных глин не превышает 23 м. К востоку от г. Сортавала глины залегают уже на высоте 30 м над уровнем моря, а возле г. Харлу — до 60 м.

Такая разница в абсолютных отметках залегания ленточных глин не может быть обусловлена неравномерным поднятием Фенноскандии, так как в более близком к центру поднятия районе г. Лахденпохья глины залегают на самых низких абсолютных отметках, а в районе зал. Импилахти, расположенном значительно восточнее, ленточные глины были обнаружены на высоте 60 м над уровнем моря.

Этому на первый взгляд странному явлению можно дать следующее объяснение. Пока ледник находился южнее Сальпауссельке I в Финляндии и южнее г. Биллинген в Швеции, край его на территории Северного Приладожья протягивался вдоль берега Ладожского озера, приблизительно до г. Сортавала, откуда поворачивал к северу и достигал оз. Янис-ярви. Воды Балтийского ледникового озера проникали в Ладожскую котловину и заходили по понижениям коренного рельефа в восточную часть территории, отложив свои осадки на абсолютной высоте 55—60 м и образовав береговую линию на высоте 90 м. Так как район, находящийся к западу от г. Сортавала, был покрыт льдом, воды приледникового озера сюда не проникали. У самого Сортавала край ледника

находился немного северо-западнее побережья и подпруживал ледниковый бассейн. Здесь ленточные глины были отложены на высоте 30 м над уровнем моря.

Когда край ледника достиг северного конца г. Биллинген в Швеции и находился несколько южнее Сальпауссельке I в Финляндии, освободилась значительная пониженная область, через которую воды Балтийского ледникового озера устремились в океан, и уровень озера катастрофически упал. Образовалось первое иольдиевое море Мунте, существование которого было очень кратковременным, и в районе Северного Приладожья следы его не сохранились. Новое наступление ледника закрыло проход в Швеции и вызвало трансгрессию Балтийского ледникового озера. Следями этого наступления в восточной части территории и является факт перекрытия ленточных глин флювиогляциальными осадками.

В районе, расположенном между пунктами Лахденпохья и Сортавала, продвижение ледникового края происходило в котловине Ладожского озера, и свидетелей этой осцилляции не сохранилось.

Последующее таяние ледника шло почти непрерывно до тех пор, пока край его не достиг линии Сальпауссельке I. Там ледник остановился, произошло незначительное перемещение его края и отложение комплекса конечно-моренных образований. У тающего ледникового края образовалось приледниковое озеро, в котором отложились ленточные глины, залегающие в западной части района на высоте 23—24 м и в восточной — на высоте 27—28 м.

#### *Отложения внутриледниковых озер*

Типичные отложения внутриледниковых озер были встречены только в одном месте — в западной части района, возле пос. Воннисенмяки. Они представлены слоистыми песками различной крупности зерен (от крупнозернистых до тонкозернистых) с включением прослоев мелкого галечника.

Эти слоистые пески образуют отдельные холмы с округлыми вершинами или короткие широкие гряды, состоящие из ряда холмов. На поверхности наблюдаются камовые воронки, заполненные когда-то водами озер, а теперь заболоченные.

Распространение камовых отложений незначительно. Они сгруппированы вокруг центральной части одного большого оза, вытянутого с ССЗ на ЮЮВ, и настолько тесно к нему примыкают, что оз теряет свою типичную форму. Это обстоятельство позволяет предположить, что камово-озовый комплекс образовался в краевой зоне тающего ледника в то время, когда масса льда уже была расчленена на отдельные глыбы и материал сносился в заполненные водой трещины и котловины. Осадки отлагались медленно, сортируясь по крупности зерна, поэтому чаще всего в разрезах камов можно наблюдать облекающую или горизонтальную слоистость.

#### *Морские отложения*

В районе Ладожского побережья наличие морских отложений до сих пор нельзя считать окончательно установленным.

На основании литературных данных (К. К. Марков, С. А. Яковлев, В. Таннер, В. Рамсей и др.) можно судить, что Иольдиевое море проникло в котловину Ладожского озера.

Существование Балтийско-Беломорского позднеледникового морского пролива на территории Олонцкого перешейка было доказано работами Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой [4].

В восточной части Северного Приладожья, около г. Питкяранта, на абсолютной высоте 8—9 м В. В. Шарковым [18] вскрыты зеленоватые глины, перекрытые суглинком и торфом. В глинах были найдены диатомовые, представленные несколькими морскими формами в виде обломков и единичные экземпляры пресноводных диатомей.

По заключению В. С. Шешуковой (19), «. . . диатомовый анализ дает указание на морской характер глин с формами, характерными для литоральной зоны моря. Этот вывод можно сделать с очень большой осторожностью ввиду небольшого количества найденных там форм, невысокой их количественной оценки и обломочного характера их панцирей».

Пыльцевой анализ этих глин показал в общем незначительное содержание пыльцы. Встречаются ель, сосна, ольха, орешник, ива, некоторые травянистые, а также споры папоротников и сфагновых мхов. И. М. Покровская относит эти глины к отложениям Иольдиевого моря.

Высота береговой линии бассейна, в котором были отложены глины в районе г. Питкяранта, не установлена, но в пределах восточной части Приладожья (В. В. Шарков, 1946 г.) наблюдается ряд террасовых поверхностей с глинистыми отложениями, приподнятыми немного выше 50 м над уровнем моря. Так, на о-ве Пеллот-сари, на восточном берегу залива Хиэга-лахти, описано шесть террас с высотами: 9—10; 13,5—14; 21—21,5; 27—27,5; 37—37,5 и 51—51,5 м над уровнем моря. Террасы развиты также на о-ве Мякисало, где наивысший их уровень достигает абсолютной отметки 51—53 м. Эта наиболее высокая терраса сложена мореной, отчасти песками и местами — глиной. Диатомовый анализ глин обнаружил присутствие единичных морских диатомей, что, по заключению В. С. Шешуковой, дает некоторое указание на морское происхождение глин.

Таким образом, описанные В. В. Шарковым глины можно условно отнести к осадкам иольдиевого моря. Данные, на основании которых они относятся к морским, весьма недостаточны и не могут служить надежным основанием для определения истинного генезиса этих осадков.

#### 4. Последледниковые отложения

Последледниковой истории Ладожского озера посвящена работа Ю. Айлио [22], который исследовал береговые линии и осадки последледниковых бассейнов в районе всего побережья озера. Но во время исследований Айлио методы пыльцевого и диатомового анализа были еще неизвестны, поэтому документальное обоснование его положений имеет слабые места.

В последующих работах Е. Хииппе [23, 24, 25], К. К. Марков [7, 8, 9], В. В. Шарков [18] и другие исследователи изменили выводы Айлио, уточнили и ввели в них дополнения, основанные на применении новых методов исследования четвертичных отложений.

#### *Отложения Анцилового озера*

По мнению Ю. Айлио, Балтика в первой половине последледникового времени представляла собой замкнутый пресноводный бассейн. Котловина Ладожского озера являлась заливом этого бассейна, а Карельский перешеек представлял собой архипелаг островов.

Последледниковые береговые линии были обнаружены Айлио почти на всем побережье Ладожского озера. Особенно четко они выражены в районе г. Сальми, на островах восточной части Приладожья и у г. Кякисальми. Возле Сортавала, по указанию Х. Бергхелля [30], наблюдается абразионная терраса высотой 24,3 м (над уровнем моря), образованная бассейном, который существовал до Литоринового моря.

В области северного и северо-западного побережья береговые линии почти не выражены, за исключением устьев больших рек.

Е. Хииппе [25] устанавливает, что наибольшая высота распространения анциловой трансгрессии на западном побережье Ладожского озера 25 м. Если нулевую изобазу анцилового озера продолжить от Финского залива до Ладожской котловины, то она пройдет южнее последней. Следовательно, на территории Северного Приладожья поверхность анцило-

вого озера должна лежать приблизительно на высоте 25 м (над уровнем моря).

С целью установления анциловых отложений в восточной части Приладожья В. В. Шарков заложил зондировочную скважину в Кительской котловине, соединяющейся рядом депрессий с Ладожским озером, воды которого при более высоком стоянии уровня могли проникнуть в Китель-

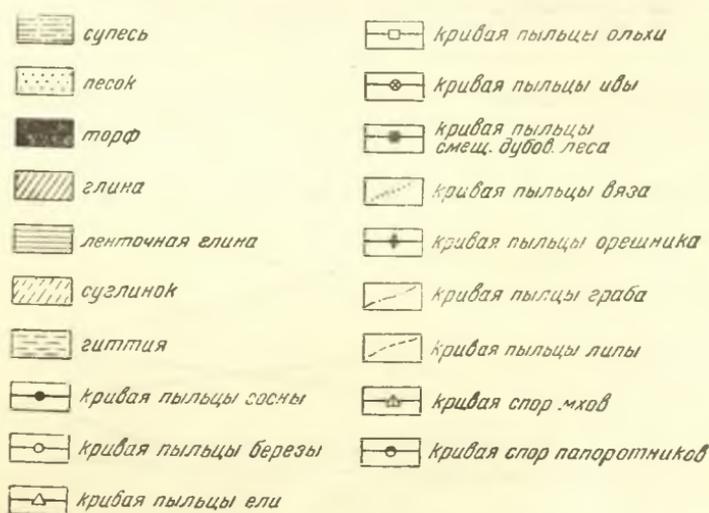


Рис. 3. Условные обозначения к пыльцевым диаграммам

скую котловину и оставить там свои осадки. Скважина вскрыла легкие суглинки и супеси. Их пыльцевой анализ показал, что за время отложения этих осадков климат изменился от бореального до суббореального (рис. 3, 4).

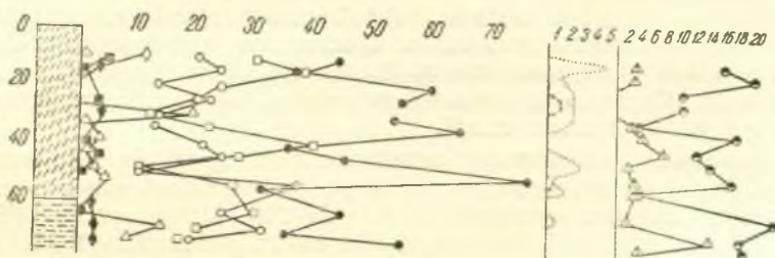


Рис. 4. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной в Кительской котловине

Диатомовая флора этих отложений носит ясно выраженный пресноводный характер с некоторым увеличением пресноводно-солонowodных форм в атлантическом периоде.

На основании пыльцевого и диатомового анализов можно заключить, что от бореального до суббореального времени Кительская котловина была занята пресноводными бассейнами. Поскольку воды этих бассейнов без сомнения соединялись с Ладожским озером, то и воды последнего в это время должны были быть пресными. Нижняя часть легких супесей, вскрытых в районе Кительской котловины, относится к отложениям бореального времени, а именно к осадкам Анцилового озера.

В западной части Северного Приладожья, в долине ручья Раут-оя, севернее г. Лахденпохья, на абсолютной высоте 26,5—27 м вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

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

По данным пыльцевого анализа эти осадки были отложены в бореальное время (рис. 5). В пыльцевом спектре преобладает пыльца сосны,

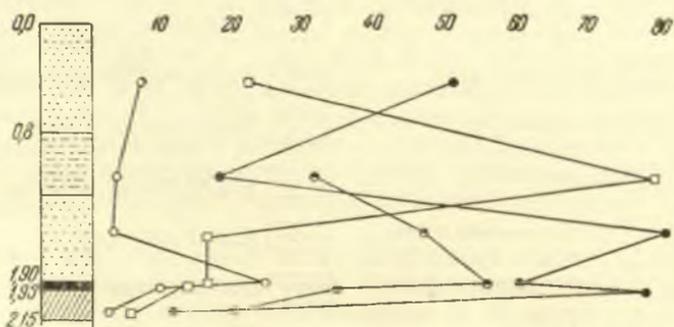


Рис. 5. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в депрессии ручья Раут-оя, на абс. высоте 26—27 м

дающая иногда абсолютный максимум; в большом количестве встречается пыльца березы и ольхи, немного пыльцы травянистых растений и спор папоротников, плаунов и мхов. Пыльца широколиственных пород обычно отсутствует или встречается единично.

Диатомовая флора, определенная в образцах этой толщи, обильна и разнообразна (до 156 видов). Преобладают пресноводные формы, в большом количестве найдены также пресноводно-солонководные. Однако последние не могут служить показателями солености бассейна, так как они являются обитателями пресных водоемов, но могут выдерживать повышенную концентрацию солей.

Особенно богат диатомовыми самый нижний горизонт серых пластичных глин. Здесь обнаружено до 127 форм, причем большинство из них планктонные: *Melosira ambigua* (Cr.) O. M., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. italica* (Ehr.) Ktz. *M. italica* subsp. *subarctica* O. M.

Видовой состав диатомовых из вышележащих горизонтов несколько иной: исчезают планктонные виды и увеличивается количество *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Ktz. — формы, свойственной литоральной части пресноводных водоемов.

Сопоставив данные пыльцевого и диатомового анализов, можно сделать вывод, что в бореальное время депрессия, по которой протекает ручей Раут-оя, была занята водами глубокого пресного бассейна. По времени это соответствует Анциловому озеру в Балтике.

Следовательно, в бореальное время воды Анцилового озера проникали в Ладожскую котловину и по депрессии ручья Раут-оя доходили почти до оз. Пайк-ярви. Это положение подтверждается также разрезом, который наблюдается в той же депрессии несколько южнее (0,5 км) на абсолютной высоте 23 м (рис. 6). Здесь были вскрыты следующие слои (сверху вниз):

- 0,00—0,25 — почвенный слой
- 0,25—0,50 — суглинок тяжелый, серовато-желтого цвета
- 0,50—0,80 — глина серовато-бурая, темная
- 0,80—1,50 — глина пластичная, серого цвета
- 1,50—2,15 — ленточная глина

Самый нижний слой — ленточная глина — не содержит диатомовых ч, по данным пыльцевого анализа, относится к осадкам субарктического периода, т. е. ко времени существования Балтийского ледникового озера в Балтике.

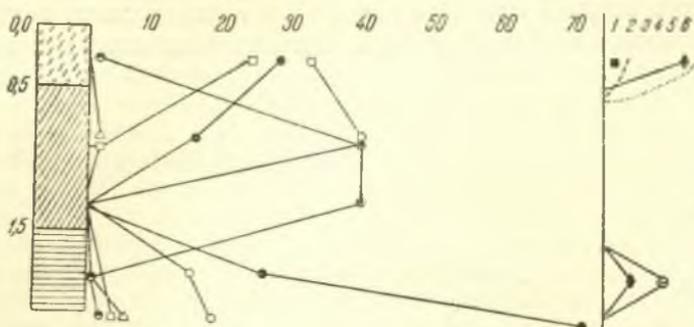


Рис. 6. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в депрессии ручья Раут-оя на абс. высоте 23 м

Слой глин, взятых с глубины 0,50—1,50 м, содержит небольшое количество пыльцы, преимущественно сосны. Пыльца широколиственных пород отсутствует, что дает возможность отнести этот слой к бореальному периоду, т. е. считать глины отложениями Анцилового озера.

Таким образом, оба приведенных разреза позволяют установить, что в бореальное время депрессия, простирающаяся от г. Лахденпохья к оз. Пайк-ярви, была занята Анциловым озером, которое постепенно мелело, о чем говорит как литологический состав самых осадков, так и видовой состав встреченных в отложениях этого времени диатомовых.

Отложения Анцилового озера были нами встречены возле сел. Оппола, где они залегают на абсолютной высоте 12—13 м, и возле залива Марья-лахти на абсолютной высоте 5 м. Всюду они характеризуются обилием пресноводных диатомей, преобладанием пыльцы сосны и отсутствием пыльцы широколиственных пород.

Все приведенные данные позволяют утверждать о наличии анциловых отложений на территории Северного Приладожья.

Литологический состав анциловых осадков довольно разнообразен: в восточной части района это тонкозернистые пески и супеси, в западной — глины, иногда торфяники и гиттии.

#### Отложения Литоринового моря

Специально литориновыми отложениями Ладожского озера занимался Ю. Айлио (21). После него ряд исследователей, изучавших окрестности Ладоги, пользуясь его данными, вносили в них исправления и изменения.

Общепринятым является мнение, что воды Балтики в атлантическое время проникали в Ладожскую котловину.

Основываясь на данных высотных отметок, К. К. Марков [10] считает, что во время максимума литориновой трансгрессии соединение носило характер широкого пролива, достигавшего у с. Хейнийоки глубины 17 м. В середину атлантического периода уровень Литоринового моря и соленость его достигают максимума.

Среди отложений Литоринового моря Ю. Айлио отмечает пески (на о. Мантсин-сари) и глины. Он составил детальную карту распространения литориновых песков, проследил и оконтурил береговые линии, возникшие в результате деятельности Литоринового моря.

На основании исследований ряда болот Южной Финляндии, Е. Хиппе [16, 17] установил пять береговых уровней Литоринового моря. Однако на Карельском перешейке они не установлены. В окрестностях Ленинграда, по данным К. К. Маркова и В. С. Порецкого [10], отмечается только одна трансгрессия и одна береговая линия Литоринового моря, высота которой составляет около 10 м над уровнем моря.

Если продолжить литориновые изобазы от Финского залива к Ладожскому озеру, то для последнего получим высоты от 0 на юге до 25 м на севере.

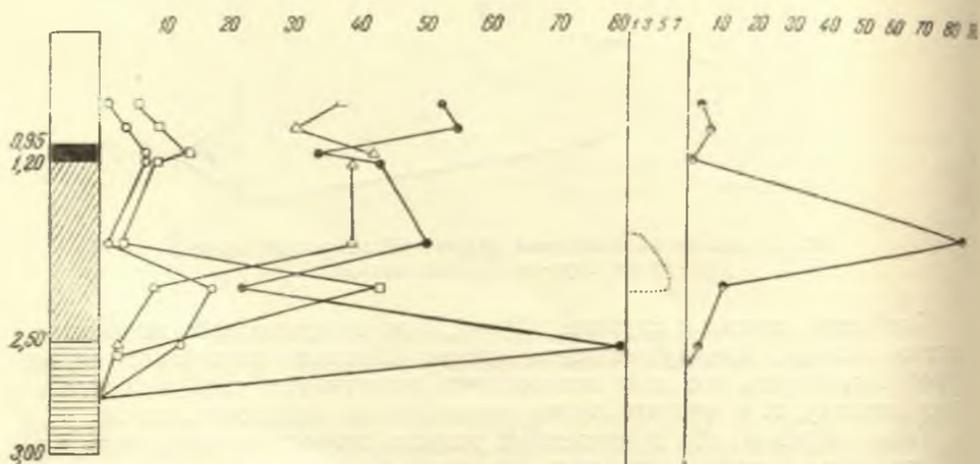


Рис. 7. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых на берегу залива Марья-лахти

Для восточной части Северного Приладожья, в долине ручья Валкеан-оя и в долине р. Уксун-йоки В. В. Шарков [18] описал разрезы, где прослойки торфа переслаиваются с супесями, глиной и тонкозернистыми песками. Результаты пыльцевого анализа этих отложений позволяют датировать их атлантическим временем.

В северо-западной части исследованной территории, на берегу залива Марья-лахти, на абсолютной высоте 5 м был заложен шурф и рядом с ним буровая скважина, вскрывшие следующие породы (сверху вниз):

- 0,00—0,25 — почвенный горизонт
- 0,25—0,95 — песок мелкозернистый, серый и светлосерый
- 0,95—1,20 — торф коричневый, плохо разложившийся
- 1,20—2,00 — глина пластичная, серого цвета
- 2,00—2,10 — глина пластичная, желто-бурая
- 2,10—2,50 — глина пластичная, серого цвета
- 2,50—3,60 — ленточная глина

Пыльцевой анализ этих отложений показал полное отсутствие пыльцы в ленточных глинах (рис. 7). Глины с глубины 2,10—2,50 м можно датировать бореальным периодом. В их пыльцевом спектре встречена пыльца ели, березы, ольхи, травянистых двудольных (вересковых, гвоздичных и лебедовых), споры папоротников, плаунов и сфагновых мхов. В глинах, залегающих на глубине 1,20—2,10 м, помимо большого количества пыльцы сосны и ели, встречена пыльца широколиственных древесных пород: вяза, дуба и лещины, что указывает на улучшение климатических условий во время отложения этих глин. И. М. Покровская считает воз-

возможным датировать эти глины атлантическим периодом послеледникового времени, а залегающие выше их торф и мелкозернистые пески — суббореальным, началом субатлантического периода.

Диатомовый анализ глин с глубины 1,20—2,10 м, отлагавшихся в атлантическом периоде, показал богатое содержание диатомовой флоры. Преобладают здесь планктонные виды: *Melosira islandica subsp. helvetica* O. M., *Tabellaria fenestrata* (L y n g b.) K t z. и другие.

Так как описанная скважина расположена в 130 м к северу от залива Марья-лахти, до сего времени являющегося частью Ладожского озера, то можно сделать вывод, что в течение атлантического периода Ладожская котловина была занята глубоким бассейном, простирающимся на север несколько дальше современного берега.

К осадкам атлантического периода относятся: тяжелый суглинок, вскрытый в долине ручья Раут-оя на абсолютной высоте 23 м, хорошо разложившаяся гиттия, наблюдавшаяся на о-ве Соролан-сари, а также глина и гиттия в районе пос. Оппола. Эти отложения характеризуются пылевым комплексом, в котором преобладают сосна, ель и береза; встречается большое количество пыльцы широколиственных пород.

Диатомовая флора богата и разнообразна. Преобладают пресноводные виды, солоноводные встречаются единично и, вероятно, являются переотложенными. Наблюдающиеся в большом количестве пресноводно-солоноводные формы также не могут служить доказательством солености бассейна, так как они могли существовать и в опресненном водоеме.

Таким образом, все разрезы подтверждают, что в атлантический период послеледникового времени котловина Ладожского озера была занята водами пресноводного водоема, уровень которого доходил до 23 м абсолютной высоты (разрез у ручья Раут-оя). Так как в это время в Балтике существовало Литориновое море, то естественно считать, что воды Литоринового моря проникали в Ладожскую котловину и отложили по бережьям осадки, датируемые нами атлантическим периодом. То, что встреченные в этих осадках диатомовые принадлежат преимущественно к пресноводным видам, объясняется слабой соленостью проникавших в Ладожское озеро вод Литоринового моря.

Литориновые отложения на побережье Ладожского озера представлены песками, глинами, торфяниками и гиттией. Нередко эти разности переслаиваются между собой. Все это указывает на очень непостоянный уровень Литоринового бассейна и на частую перемежаемость незначительных по амплитуде трансгрессий и регрессий.

Для восточной части исследованной территории В. В. Шарков [18] в районе островов Пеллот-сари и Мяки-сало устанавливает террасы на абсолютной высоте 24—25 м и относит их к береговым образованиям Литоринового моря. В центральной и западной частях Северного Приладожья береговые образования Литоринового бассейна не наблюдаются, и уровень литориновой трансгрессии можно установить только стратиграфически.

Здесь в депрессии ручья Раут-оя проникавшие в нее воды Литоринового моря не превышали отметки 23—23,5 м абсолютной высоты; в той же депрессии на высоте 27 м (над уровнем моря) осадки атлантического периода уже не обнаружены.

#### Отложения Ладожской трансгрессии

Согласно данным К. К. Маркова [10], после максимума литориновой трансгрессии Ладожская котловина становится озером. По Е. Хииппе [23], за литориновой трансгрессией последовала регрессия, которая сменилась новой трансгрессией (LII). Но уровень трансгрессии LII лежал ниже самых низких точек водораздела Карельского перешейка, и воды не могли проникнуть в Ладожское озеро. По мнению Маркова, отчленение

Ладожского озера было окончательным, и трансгрессия II явилась начальной стадией Ладожской трансгрессии.

Доказательства, приводимые Хииппе в пользу трансгрессии III, убедительно опровергает Марков, который, признавая наличие трансгрессии, считает ее трансгрессией озера, а не моря. Его выводы подкрепляются данными диатомового анализа.

По Де-Гееру [31], граница Ладожской трансгрессии на южном конце озера должна лежать на 18 м выше современного уровня моря, в средней его части — на уровне Хейнийокского порога, т. е. на высоте 15 м, а в северной части немного ниже. Ю. Айлио [21, 22] определяет границу Ладожской трансгрессии на о-ве Пеллятсало в 18—19 м над современным уровнем моря, в Койриноя, возле Импилахти 17,6 м и в Сальми 15—16 м над уровнем моря. В районе порога у с. Хейнийоки граница находится на 6 м выше уровня порога, на о. Мантсин-сари — на высоте 20—21 м над уровнем моря. Ю. Айлио указывает на послеледниковые остатки растений в северной части Ладожского озера, содержащиеся в осадках, выполняющих эрозионные каналы в Хелюля и Яакима, и залегающие на абсолютной высоте 20 м.

В 1934 г. К. К. Марков и В. С. Порецкий [10] уточнили и дополнили выводы Ю. Айлио. На основании изучения разрезов, обнажающихся в южной части Ладожского озера, Марков пришел к выводу, что отложения Ладожской трансгрессии характеризуются пресноводными и пресноводно-соленоводными формами диатомовых, широко распространенными в пресных водах СССР. Пыльцевой спектр отложений Ладожской трансгрессии показывает суббореальный характер, что соответствует датировке Айлио. Далее, Марков предполагает, что весь период трансгрессии был сравнительно коротким. По вопросу об уровне Ладожской трансгрессии мнения Ю. Айлио и К. К. Маркова несколько расходятся: по определению последнего, высоты береговых образований трансгрессии на 4 м ниже, чем по данным Айлио.

Причиной трансгрессии К. К. Марков, Ю. Айлио и позднее Е. Хииппе [25] считали поднятие суши в северной части Ладожского озера, после чего поднялся уровень воды в нем.

Местный характер трансгрессии подтверждается тем фактом, что на обращенной к Финскому заливу стороне Карельского перешейка следов трансгрессии не обнаружено.

В восточной части исследованной территории В. В. Шарков [18] установил отложения Ладожской трансгрессии на берегу р. Сумериан-йоки, представленные здесь тонкозернистым песком.

При описании литориновых отложений был приведен разрез обнажения у залива Марья-лахти, где на глинах, отложенных в атлантический период, залегают торф, перекрытый мелкозернистыми песками. На основании данных пыльцевого анализа, И. М. Покровская относит торф и пески к суббореальному — началу субатлантического периода, так как в них совершенно отсутствует пыльца широколиственных древесных пород, преобладает пыльца ели и сосны и в небольшом количестве отмечена пыльца березы, ольхи и травянистых растений. Для этих отложений характерна обильная и разнообразная диатомовая флора. Массовое развитие *Achnantes borealis* A. C. I. и *Navicula pseudoscutiformis* Hust. указывает на понижение температуры в этот период.

По заключению И. М. Покровской и В. С. Шешуковой, мелкозернистые пески, покрывающие торф, являются отложениями суббореальной трансгрессии Ладожского озера.

Буровая скважина, пройденная в районе пос. Оппола, на абсолютной высоте 15 м вскрыла следующие породы (сверху вниз):

- 0,00—0,50 — торф с прослойками серой глины
- 0,50—1,00 — торф с гиттией
- 1,00—3,40 — гиттия

По данным пыльцевого анализа, гиттия с глубины от 3,40 до 1,80 м представляет собой осадки бореального периода (рис. 8). Слой торфа с глубины 1,80—0,8 м должен быть отнесен к атлантическому периоду, а вся вышележащая толща торфа с прослоями гиттии и глины ввиду почти полного исчезновения пыльцы широколиственных пород и преобладания пыльцы ели — к суббореально-субатлантическому. Эта толща характеризуется чрезвычайным обилием и разнообразием диатомовых. Преобладают: *Tabellaria fenestrata* (L yngb.) Ktz., *T. flocculosa* (Roth.) Ktz., *Melosira italica* и др. Планктонных форм здесь меньше, чем в нижележащем слое, следовательно, водоем, существовавший здесь в бореальный период, был несколько мельче, зарастал и обогащался гуминовыми кислотами. Слой торфа с гиттией и глиной, вероятно, следует относить к конечной стадии Ладожской трансгрессии.

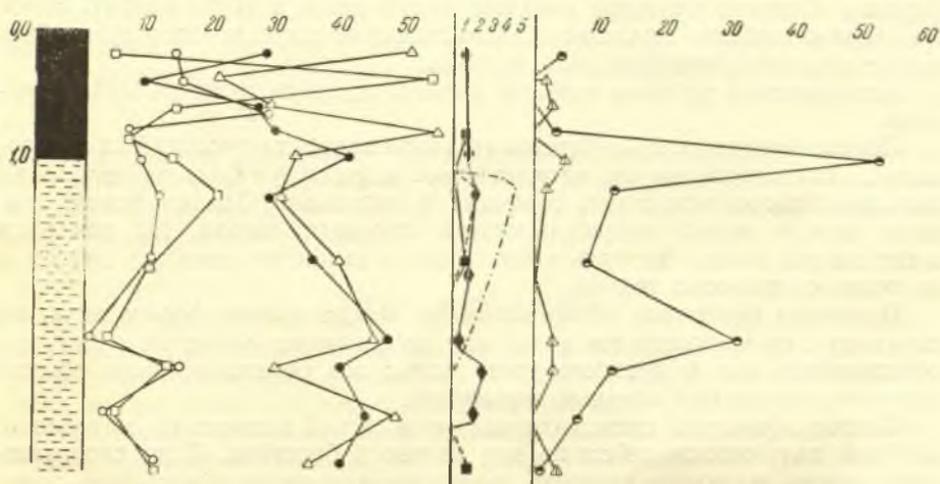


Рис. 8. Пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых в районе Оппола

К таким же выводам приводит и исследование разреза на острове Соролан-сари, где под слоем торфа мощностью 1,6 м залегает пластичная коричневая гиттия. Верхний слой торфа датируется суббореальным периодом на основании отсутствия в нем пыльцы широколиственных пород (встреченных в значительном количестве в гиттии) и довольно большого количества пыльцы ели.

Если в гиттии была встречена очень богатая и разнообразная диатомовая флора с преобладанием планктонных видов, то в слое торфа диатомовых уже значительно меньше и состав флоры совершенно иной. Здесь преобладают виды рода *Eunotia* и *Pinnularia*, свойственные болотистым водоемам с значительным количеством гуминовых кислот. Следовательно, эта толща торфа также отлагалась в довольно мелком бассейне и может быть отнесена к конечной стадии Ладожской трансгрессии.

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

##### 5. Современные отложения

На территории Северного Приладожья современные отложения представлены озерными, торфяно-болотными, золовыми и элювиально-делювиальными образованиями.

Современные озерные отложения не занимают большой площади на территории Северного Приладожья, но почти каждое из озер окаймлено полосой галечников, валунных отложений или глинистых и болотных образований.

Уровень озер не остается постоянным из года в год, а на некоторых озерах наблюдаются и сезонные колебания. В засушливые годы непосредственно на поверхности береговой полосы можно наблюдать озерные отложения, формирующиеся в настоящее время. Обычно низменные прибрежные участки сложены илистыми осадками, нередко — заболочены. Ближе к урезу воды они становятся более влажными и переходят в заросшее камышами мелководье. Такого рода камышковые заросли, бухтообразно вдающиеся в сушу, характерны для восточного, низменного, побережья Ладожского озера (заливы Уксун-лахти и Импи-лахти). Здесь же широко развиты песчано-гравийно-галечные озерные отложения, образующие пляжи, береговые валы и дюны.

Классическим районом развития береговых валов является о. Мантсин-сари.

Литологический состав береговых валов зависит от условий их образования. По слагающему их материалу все валы могут быть разделены на песчаные, песчано-галечные, галечные и валунные. Однако резкой границы между этими подразделениями провести нельзя, так как один и тот же вал может состоять в одном месте из чистого песка, в другом — из песка с примесью гальки.

Валунные береговые образования не всегда имеют форму вала, но характер слагающего их материала не оставляет сомнения в том, что образовались они у древнего уреза воды: все береговые валы обычно древнее современных озерных отложений.

Петрографический состав озерных отложений зависит от материала, который подвергался действию вод озерного бассейна. Если перемывалась морена, то состав валунов, галечника или песка может быть очень разнородным; если же озерные отложения образовались за счет разрушения коренных пород, слагающих берега данного бассейна, то береговые валы преимущественно состоят из этих пород.

В различных местах восточной части территории, особенно на о. Мантсин-сари, имеются береговые террасы высотой до 6 м над уровнем моря, ниже которых располагаются пляжи.

Северная и западная части побережья Ладожского озера почти всюду сложены коренными породами, и за сравнительно короткий промежуток времени, от Ладожской трансгрессии до наших дней, здесь не успело образоваться сколько-нибудь заметных береговых линий. В пониженных местах современные озерные отложения представляют собой ровные пространства, сложенные тонкозернистыми чистыми песками или супесями, например у о. Соролан-сари и г. Лахденпохья.

Значительное развитие озерных песков наблюдается к северу от г. Сортавала, на северном берегу оз. Янис-ярви и в ряде других мест.

#### *Торфяно-болотные отложения*

Особенно широкое развитие торфяно-болотных отложений наблюдается в восточной части Северного Приладожья, наименее заболочены прибрежная часть Ладожского озера и район развития конечных морен.

Занятая болотами площадь чаще всего представляет собой заболоченные леса.

В западной части Северного Приладожья и по всей территории вплоть до меридиана г. Питкяранта развиты заболоченные еловые и елово-лиственные леса. Обычно это угнетенные леса, в которых видовой состав

деревьев представлен преимущественно елью и березой; местами древесная растительность сменяется ивовыми кустарниками или пушицей. Среди мхов преобладают белые мхи и «медвежий» мох. Много здесь ягодных полукустарничков (черника, голубика) растут также багульник и некоторые травы.

Восточная часть территории от г. Питкяранта до восточной границы занята в основном заболоченными сосновыми лесами, но местами встречаются и леса первого типа. Сосна обычно очень угнетенная, много кочек и полукустарничков; из мхов преобладают сфагновые.

Верховые безлесные болота развиваются обычно на сланцах. Они образуют ровную зыбкую поверхность, почти без кочек, с богатой травянистой растительностью из осоки и пушицы. К таким болотам относятся болота Лакка-суо и Риллинки-суо возле оз. Пялк-ярви и ряд более мелких болот в районе озер Янис-ярви и Суйстамон-ярви.

За счет разложения болотных растений образуются торфяно-болотные отложения, которые, в зависимости от специфики процесса разложения, могут быть выражены в виде двух разновидностей: ила и торфа. Мощность торфа колеблется от 2 до 5 м, но встречаются торфяники до 9—10 м мощности.

Большинство торфяников сравнительно молодого возраста. Начало их образования И. М. Покровская [15] относит к суббореальному периоду, и лишь небольшая часть из них может быть отнесена к концу или середине атлантического периода.

#### *Аллювиальные отложения*

Несмотря на значительное количество сравнительно крупных рек, разрезающих территорию Северного Приладожья, аллювиальные отложения здесь не достигают широкого распространения.

Это можно объяснить сравнительной молодостью гидрографической сети и тем обстоятельством, что в течение всего послеледникового времени Фенноскандия, а следовательно, и побережье Ладожского озера испытывают постоянный подъем, поэтому реки, врезаясь, непрерывно углубляются. Кратковременные трансгрессии несколько способствовали отложению аллювия, но значительного влияния оказать не могли, так как их существование определялось сравнительно небольшим промежутком времени.

Собственно аллювиальные отложения наблюдаются в самых руслах рек и на пойменных террасах. В основном они представлены осадками, которые разрезаются рекой. В тех местах, где река течет по озерным или флювиогляциальным пескам, аллювий песчаный, с галькой; в местах, где река врезается в ленточные глины, аллювиальные отложения глинистые; если же река пересекает коренные породы, то аллювий наблюдается только в русле и представлен крупными валунами и галькой.

#### *Эоловые отложения*

Эоловые отложения наблюдаются только у восточного побережья Ладожского озера, вдоль низких берегов небольших бухточек.

Ю. Айлио [21] указывает на наличие эоловых песков на о. Мантсинсари. Морфологически они представлены в виде дюн, бугристых образований или ровных пространств. Часть из них уже заросла, а часть перевеивается, особенно возле самого берега. Правильные дюнные гряды встречаются очень редко: чаще эоловые пески образуют небольшие, вытянутые холмики, без правильной ориентировки.

Подобного же рода образования В. В. Шарков [18] указывает на берегу бухты Корпилахти, к западу от залива Уксун-лахти, на северном конце залива Койриноян-лахти и в других местах.

Литологически эоловые образования представлены хорошо отсортированными мелкими песками. Мощность эоловых песков сильно колеблется. Местами дюнные холмы достигают высоты 7—10 и даже 14 м. в других же местах — до 1 м.

#### *Элювиально-делювиальные образования*

Послеледниковые элювиально-делювиальные отложения широко развиты на территории Северного Приладожья. Они образуются как за счет разрушения коренных пород, так и за счет смывания и сползания залегающей на склонах морены.

Процесс образования элювия наиболее легко идет на гранитах рапакиви, которые быстро растрескиваются и распадаются на составные части. Кроме того, сравнительно легко образуется элювий на слюдистых сланцах ладожской формации, а также на гранито-гнейсах.

Обычно элювиально-делювиальные отложения представлены либо тонким слоем остроугольных обломков на поверхности коренных пород, либо супесью или моренным песком со щебенкой — на склонах возвышенностей. В тех случаях, когда к склонам примыкает шлейф морены, делювиальный материал настолько перемещен с моренным, что отделить один от другого не представляется возможным.

Своеобразный делювий можно наблюдать к северу от оз. Янис-ярви. Рельеф здесь очень расчлененный и подножья возвышенностей буквально загромождены огромными остроугольными обломками самой разнообразной формы. Некоторые из глыб подвергаются процессам разрушения и в настоящее время, что доказывают сравнительно свежие разломы.

#### **Геоморфологические особенности района**

По классификации И. С. Щукина [20], рельеф Северного Приладожья в целом можно отнести к типу рельефа, образовавшегося в условиях сложной складчато-сбросовой структуры сильно метаморфизованного и кристаллического платформенного фундамента, выходящего непосредственно на поверхность.

На этот кристаллический фундамент наложился формы, образовавшиеся благодаря абразионной и аккумулятивной деятельности ледника и поздние и послеледниковые бассейны.

В результате длительного периода денудации сложное складчатое кристаллическое основание превратилось в ту «почти равнину», которую мы наблюдаем в Фенноскандии в настоящее время.

Процесс образования пенемена прерывался изостатическими и эвстатическими колебаниями и крупными тектоническими нарушениями.

Формирование поверхности рельефа коренных пород происходило как под влиянием разрывных дислокаций, так и вследствие неоднородного литологического состава пород, различно реагировавших на процессы денудации. По вопросу о том, какой из этих факторов играл преобладающую роль в создании современного рельефа, существуют весьма разноречивые мнения.

Ряд исследователей (И. Седерхольм, 1910 г.; Ю. Лейвиске, 1934 г., и др.), не отрицая некоторого значения литологии коренных пород в образовании современного рельефа, указывают на ее подчиненную роль по сравнению со сбросами и ледниковой эрозией. Другие высказывают противоположное мнение. Так, В. В. Шарков [18], признавая влияние сбросовых дислокаций, которые нередко могут иметь определяющее значение, например при образовании таких крупных впадин, как Ладожское и Онежское озера, или подъемов целых горстовых областей, все же в пределах этих крупных разломов ведущую роль оставляет за литологией коренных пород и геологической структурой, понимая под последней

основные формы складчатого типа создавшиеся в результате горообразовательных процессов. Разломы и сбросы внутри этих районов сказались в определении деталей рельефа, но не нарушили основное расположение уже существовавших геологических структур.

Наблюдения над рельефом Северного Приладожья убеждают в правильности взглядов Шаркова: как правило, формы рельефа здесь вытянуты согласно с простиранием коренных пород. Особенно это заметно в области распространения ладожских сланцев и там, где сланцы как бы обтекают массивы архея. В последнем случае расположение форм зависит как от литологии, так и от геологической структуры.

На породах различного литологического состава развиты различные типы рельефа. Так, на ставролитовых и кварцево-биотитовых сланцах образуются невысокие узкие гряды, тогда как на роговообманковых сланцах, более устойчивых к процессам денудации, возникают массивные сравнительно высокие хребты.

Геологическая структура нередко непосредственно отражается в рельефе, а кроме того, она обуславливает выход на поверхность той или иной литологической разновидности, что при воздействии последующих процессов также сказывается на формировании рельефа.

Приведем несколько примеров зависимости рельефа коренных пород от геологической структуры и литологии.

Наиболее легко разрушающейся породой являются известняки, которые в условиях влажного климата легко растворяются; затем сланцы ладожской свиты, различные виды гнейсов, из которых слюдистые разрушаются быстрее, чем мигматизированные, далее гнейсо-граниты, граниты и, наконец, кварциты. Из гранитов легче всего разрушаются порфировые. Разнозернистые граниты более устойчивы к действию агентов денудации, причем устойчивость возрастает обратно пропорционально величине зерен.

Известняки в нашем районе имеют весьма ограниченное распространение и в рельефообразовании роли почти не играют.

После известняков легче всего разрушаются сланцы ладожской свиты. Они легко распадаются по сланцеватости, особенно в тех случаях, когда слюда представлена в виде крупных пластинок. Поэтому на слюдистых сланцах создается мелкогрядовый рельеф с колебанием относительных высот от 10 до 20 м. Исключение составляет нижний горизонт ладожской свиты, представленный роговообманковыми сланцами с прослоями кварцита и карбонатных пород. Вследствие своей мелкозернистости и незначительного содержания слюды эти сланцы более устойчивы к выветриванию и образуют длинные высокие гряды, как хребет Вараньяки, возвышенности, расположенные к северо-западу от Харлу, и гряды к северу от Сортавала.

Из интрузивных постладожских пород легче всего поддаются разрушению самые молодые — граниты рапакиви, благодаря своему порфировидному строению и крупнозернистости, а также вследствие того, что вся площадь выходов рапакиви разбита первичными трещинами. Так как рапакиви имеют однородный состав и строение, агенты денудации действуют всюду одинаково, и образуется довольно выровненная слабо холмистая равнина. Формы рельефа расположены без какой-либо ориентации и порядка, и в их очертаниях нельзя подметить определенной закономерности, что объясняется отсутствием в рапакиви огнейсованности или других признаков линейной структуры. Для области развития гранитов рапакиви характерно широкое распространение делювиальных отложений, что также объясняется легкой разрушимостью этих пород.

В области развития биотитовых гнейсов, к западу от меридиана г. Сортавала, рельеф определяется как геологической структурой, так и литологическим составом. Ближе к побережью, в районе острова Хелосалон-сари и Путсари, где биотитовые гнейсы интцированы грани-

тами, возвышенности имеют куполовидный спокойный характер; на север к р. Китен-йоки и на запад к г. Лахденпохья гранитизация выражена меньше, и в рельефе преобладают гряды, ориентированные согласно с простиранием коренных пород.

Массив пегматоидных гранитов, расположенный к северо-западу от оз. Вахва-ярви, резко возвышается над окружающими ладожскими сланцами. Выдающееся положение интрузии гранитов обусловлено геологической структурой, а специфический внешний облик форм, развитых на гранитах и на сланцах, является следствием различия их литологического состава и текстуры.

Архейские породы, представленные на исследованной территории в основном гнейсо-гранитами, гранитами и гнейсами, устойчивее по отношению к выветриванию, чем породы более молодого возраста, поэтому рельеф участков, сложенных археем, также несколько приподнят над окружающей местностью. Но так как составляющие архейский комплекс породы все же различно реагируют на действие внешних агентов, то внутри комплекса наблюдается резко расчлененный рельеф, формы которого имеют концентрическое расположение, совпадающее с направлением его структурных элементов.

Наглядным примером зависимости рельефа от геологической структуры и литологического состава является участок между оз. Суйстамон-ярви и Импилахти: здесь сложенный гранитами массив окружен со всех сторон ладожскими сланцами. Дуга роговообманковых сланцев, огибающая граниты с востока, образует хребет Варан-мяки, имеющий местами до 70 м относительной высоты. Хребет не представляет единого целого, а разбивается на параллельные гряды, между которыми располагаются долинообразные понижения. Простирающиеся восточнее хребта слюдистые сланцы и филлиты как более легко поддающиеся выветриванию образуют относительно сглаженный рельеф, но так как слюдистая свита состоит из различных литологических компонентов, которые по-разному реагируют на выветривание, то и здесь мы видим гряды, разделенные депрессиями, ориентированные согласно простиранию коренных пород.

Примером прямой зависимости рельефа от тектоники является котловина в районе пос. Кителя. С севера и юга она ограничена массивами архейских пород, к которым примыкают роговообманковые сланцы. Самая низкая часть котловины приурочена к области слюдистых сланцев. Форма котловины полностью повторяет геологическую структуру. Она является синклинальным погружением, резко отразившимся в рельефе, чему немало способствовал литологический состав слагающих котловину пород: склоны котловины сложены устойчивыми к выветриванию архейскими гранитами и роговообманковыми сланцами, а дно — легко разрушающимися слюдистыми сланцами.

Из всех этих примеров видно, какое большое значение в создании современных форм рельефа имели складчатые структуры и литологический состав коренных пород.

Немалое влияние на рельеф Северного Приладожья оказали и дизъюнктивные дислокации. Важным фактором в образовании рельефа является направление трещин: если оно совпадает с простиранием элементов структур, то могут образоваться длинные гряды, вытянутые в том же направлении; если же складчатые структуры пересекаются разломами, то образуются прерывистые, короткие хребтики.

В районе Северного Приладожья преобладают разломы, ориентированные согласно структуре пород, т. е. протягивающиеся с севера на юг или с ССЗ на ЮЮВ. Трещины, направленные с ЗЮЗ на ВСВ, менее развиты, и их роль в образовании рельефа не так значительна. Это направление перпендикулярно простиранию пород, и следующие ему трещины расчленяют хребты на отдельные небольшие гряды.

В образовании более мелких форм рельефа значительную роль играют более древние трещины, заполненные жильными породами. Если жильные породы более крупнозернистые, чем вмещающие, то они разрушаются быстрее и на их месте образуются расщелины, имеющие различную ширину в зависимости от мощности жил. Такого рода расщелины можно наблюдать на островах и побережье Ладожского озера в районе г. Лахденпохья, а также на островах к юго-западу от г. Питкяранта.

Для выяснения истории развития рельефа Северного Приладожья немалое значение имеет установление возраста трещин.

Судя по тому что многочисленные жильные образования прорезают архейские и протерозойские породы, можно заключить, что разломы еще в докембрийское время играли немаловажную роль. Они подготовили благоприятные условия для последующего действия избирательной эрозии и тем самым обусловили большое разнообразие современного рельефа.

Однако на формирование последнего более значительное влияние оказали трещины и разломы, возникшие позднее.

В работе И. Кайкко [26] приводятся мнения различных исследователей по вопросу о возрасте трещин и разломов. Так, по мнению И. Седерхольма, большая часть трещин в Фенноскандии произошла в третичное время. В. Рамсей считает, что большинство сбросов в Финляндии относится ко времени каледонской складчатости, т. е. к концу силурийского, началу девонского периодов, а северная часть Ладожского бассейна была образована в доледниковое время в результате большого сброса.

Ю. Лейвиске высказывает мысль, что образование сбросов и трещин происходило в различные геологические периоды, так что возраст их может быть различен. В ледниковое время наряду с разломами, возникшими вследствие движений земной коры, могли появиться и трещины, связанные своим происхождением давлением материкового льда.

Наконец, И. Розберг и Е. Хиппе указывают на наличие сбросов в Уусимаа и на Карельском перешейке, происходивших в послеледниковое время.

Область Северного Приладожья, как и вся Фенноскандия, подвергается современным дизъюнктивным дислокациям, правда, не столь интенсивным, как более древние. В частности, Б. Ф. Земляков, В. В. Шарков и Ю. Лейвиске указывают на сбросы, разорвавшие бараньи лбы и курчавые скалы.

И. В. Молчанов [6] пишет об образовании новых глубин в Ладожском озере весной 1924 г.

К. А. Шуркин в районе д. Мурсула наблюдал целую серию широтных трещин, разорвавших ледниковые шрамы; причем образовавшиеся при этом блоки имеют острые края. Это обстоятельство свидетельствует о послеледниковом их возрасте.

О тектонических процессах и часто повторяющихся «подземных гулах» и ударах неоднократно сообщалось в литературе в период с 1923 по 1935 г.

Из этой краткой сводки о возрасте дизъюнктивных дислокаций в Фенноскандии видно, что образование трещин и разломов происходило в течение всей геологической истории страны и продолжается в настоящее время. Результаты этого непрерывного процесса не могли не сказаться на рельефе. Поэтому нельзя отрицать влияние тектонических подвижек на образование рельефа коренных пород, но в то же время резко выраженная зависимость рельефа от литологии и пликтивных структур заставляет предположить, что первостепенное значение имеют последние.

На основании всего вышесказанного мы приходим к выводу, что решающим фактором в образовании рельефа коренных пород являются пликтивные структуры, создавшие основные формы рельефа. Более детальное расчленение их происходило под влиянием избирательной дену-

дации, направление которой обуславливалось как литологическим составом коренных пород, так и наличием трещин и разломов.

Следующим фактором, оказавшим значительное влияние на дочетвертичные формы рельефа, явилось оледенение, которое придало современному облику рельефа резко выраженный ледниковый характер.

Более значительное влияние ледника сказывалось в тех местах, где край его задерживался продолжительное время и затем перемещался, как в районе конечных морен Салпауссельке I. Здесь он отложил значительное количество аккумулятивных образований и толщи зандровых песков, скрывшие под собой рельеф коренных пород.

Пути распространения флювиогляциальных потоков также отмечены значительными скоплениями песчано-гравийно-галечного материала. К этим местам приурочены озы и дельтовые выносы ледниковых потоков, морфологически выраженные либо в виде плоских холмов, либо в виде небольших песчаных равнин.

Деятельность более поздних агентов проявилась в основном на побережье Ладожского озера. Здесь, под влиянием позднеледниковых и послеледниковых бассейнов образовались террасовые уступы, береговые валы и дюны.

Вследствие непрерывно продолжающегося поднятия Фенноскандия деятельность рек сказалась главным образом в глубинной эрозии. Реки не имеют выработанного профиля и характеризуются наличием большого количества порогов.

За счет послеледникового зарастания озерных котловин и заболачивания равнинных пространств возникли обширные болотные массивы.

В результате всех этих процессов образовался довольно сложный рельеф, для более детального рассмотрения которого целесообразно разделить территорию Северного Приладожья на несколько геоморфологических районов.

На основании генезиса всю совокупность форм рельефа Северного Приладожья можно разделить, таким образом, на три группы:

1. Структурно-денудационно-тектонические формы.
2. Ледниковые экзарационные и аккумулятивные формы.
3. Озерно-морские абразионные и аккумулятивные формы.

#### Структурно-денудационно-тектонические формы

К структурно-денудационно-тектоническим формам относятся такие формы рельефа, которые возникли из кристаллического основания, сложенного породами, в разной степени противостоящими агентам разрушения и выветривания.

Главную роль в создании форм этого типа играли пликативные дислокации, после которых действовали разломы и процессы денудации, в результате чего сложное складчатое метаморфизованное кристаллическое основание было расчленено на более мелкие формы.

К собственно структурно-тектоническим формам относятся положительные и отрицательные формы рельефа коренных пород. Так как на большей части территории Северного Приладожья покров четвертичных отложений очень тонок, рельеф коренных пород определяет морфологию района и, следовательно, структурно-денудационно-тектонические формы преобладают над всеми другими.

В зависимости от литологического состава и геологической структуры докембрийских образований, денудационные процессы оказывали неодинаковое воздействие на различные комплексы коренных пород, в результате чего возникли различные морфологические группировки структурно-денудационно-тектонических форм рельефа.

Из них можно выделить следующие:

а) Денудационные равнины, развитые преимущественно на гранитах рапакиви.

б) Мелкогрядовый селективный рельеф на сланцах ладожской формации.

в) Грядово-холмистый рельеф на гранитах, инъекционных гнейсах и мигматитах.

г) Крупногрядовой рельеф на архейских гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах ладожской свиты.

д) Фиордообразные заливы и острова типа шхер Ладожского побережья.

Внутри каждого из этих подразделений имеются отклонения, но перво-степенное значение имеют формы, обладающие теми морфологическими признаками, на основании которых они объединяются в общую морфологическую группировку.

#### *Денудационные равнины, развитые преимущественно на гранитах рапакиви*

Этот тип рельефа развит к востоку от меридиана г. Питкяранта. Слагающие эту местность граниты рапакиви легко разрушаются.

Но процессы физического и химического выветривания действуют на всю площадь развития рапакиви одинаково, и вследствие одного лишь выветривания не мог бы создаться тот волнистый рельеф, который мы наблюдаем в настоящее время в области развития этих гранитов. Последний возник, вероятно, благодаря тому, что вся масса гранитов рапакиви разбита первичными трещинами, которые были углублены и расширены процессами денудации, в результате чего и образовалась слабохолмистая равнинная поверхность, характерная для мест, сложенных рапакиви.

Холмы имеют разнообразную форму, но преобладают округлые, с плоскими вершинами. Морена в этой области залегает плащеобразно, слегка нивелируя первоначальный рельеф коренных пород. Колебания относительных высот 20—30 м. Склоны холмов крутые в том случае, если коренные породы обнажены, если же последние перекрыты мореной, склоны более пологие, мягкие. Расположение понижений и возвышенностей беспорядочное, без наличия какой-либо определенной ориентировки. Отрицательные формы рельефа заболочены или заняты водами озер.

#### *Мелкогрядовый селективный рельеф на сланцах ладожской формации*

Характерной особенностью этой морфологической группы является совпадение преобладающего направления длинных осей форм рельефа с простиранием коренных пород. Это обстоятельство объясняется тем, что мелкогрядовый рельеф образовался здесь в результате селективной денудации, так как сланцы, входящие в состав ладожской формации, поразному реагируют на действие внешних агентов.

Здесь почти нет округлых форм, а преобладают узкие, невысокие (до 20—40 м относительной высоты) гряды, разделенные узкими же понижениями. Реки и ручейки текут в том же направлении, в котором тянутся формы рельефа.

#### *Крупногрядовый рельеф на архейских гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах ладожской формации*

Как для области рельефа, развитого на сланцах ладожской формации, так и для крупных гряд, образовавшихся на архейских гранито-гнейсах, характерна направленность всех форм рельефа согласно простиранию пород. Сами же формы в настоящем случае более крупные. Сюда относятся высокие гряды, располагающиеся севернее залива Кирьява-лахти, абсолютная высота которых достигает 160—180 м.

Большие размеры положительных форм рельефа этой области объясняются большей устойчивостью к выветриванию гранито-гнейсов и роговообманковых сланцев. Слюдистые сланцы, слагающие предыдущую область, легче поддаются разрушению и скоро нивелируются. Поэтому комплекс форм рельефа, возникший на гранито-гнейсах и роговообманковых сланцах, возвышается над окружающей местностью и легко различается от соседних районов.

Покров четвертичных отложений на возвышенностях нередко отсутствует, тогда как в понижениях залегает более мощным слоем.

#### *Грядово-холмистый рельеф на гранитах, инъекционных гнейсах и мигматитах*

Как показывает само название района, характерными формами рельефа здесь являются гряды и холмы. Расположение тех и других довольно беспорядочное. В общем можно установить следующую закономерность: в южной и юго-западной части этого геоморфологического района преобладают возвышенности куполовидной формы, нередко вытянутые и имеющие вид массивных гряд. С продвижением на север и северо-восток в рельефе начинают преобладать гряды, причем некоторые из них довольно узкие и невысокие.

Такое разнообразие форм рельефа объясняется пестротой литологического состава коренных пород, слагающих эту область. Южная и юго-западная части сложены биотитовыми гнейсами, прорванными массивами более молодых гранитов. Следствием вторжения гранитных масс явилось некоторое нарушение ладожской свиты, большая трещиноватость всей массы коренных пород и большая устойчивость гранитизированных гнейсов по сравнению с гнейсами, не подвергающимися гранитизации. Поэтому в юго-западной и южной частях района процессы денудации действовали на неоднородное по литологическому составу основание. Под влиянием гранитизации линейная структура гнейсов утратила свой ярко выраженный характер, что наряду с включением гранитных массивов и трещиноватостью породы привело к образованию округлых беспорядочно расположенных форм рельефа с значительными колебаниями относительных высот.

К северо-востоку гранитизация уменьшается, но и здесь на формах рельефа сказывается не только литологический состав, а также и геологическая структура. Последняя обуславливает наличие обширных понижений и высоких мощных гряд. Расчленение гряд на более мелкие формы произошло как под влиянием разломов, так и вследствие селективной денудации. Огнейсованность выражена в этой части района более резко, поэтому обнажения имеют полосчатый характер, причем направление полосчатости совпадает с направлением простиранья пород.

#### *Фиордообразные заливы и острова типа шхер*

По мнению Седерхольма, котловина Ладожского озера является большим грабеном, образовавшимся в третичное время. Сходные взгляды высказывались и В. М. Тимофеевым [18].

Длинные и узкие заливы северного побережья Ладожского озера возникли в результате тектонических процессов, обусловивших образование Ладожского грабена. Селективная эрозия отпрепарировала и изменила первоначальную форму разломов, увеличив и расширив их, а последующее оледенение придало им ледниковый характер. В результате были выработаны фиордообразные заливы с крутыми, оглаженными стенами, которые можно наблюдать на побережье Ладожского озера от острова Соролан-сари до г. Кителя.

Кроме глубоких заливов, разделенных узкими и длинными полуостровами, северное побережье Ладожского озера характеризуется наличием

большого количества островов, образующих местами целые архипелаги. Такое количество островов в северной части озера и полное их отсутствие в южной объясняется тем, что вследствие послеледникового поднятия Фенноскандии Ладожское озеро испытывает перекоп, и северное побережье поднимается быстрее. Из-под уровня воды выходят все новые участки суши, а так как дно озера в северной части отличается чрезвычайной неровностью, то и расположение островов и их форма имеют крайне разнообразный характер.

### Ледниковые экзарационные и аккумулятивные формы

#### *Ледниковые экзарационные формы*

В области Северного Приладожья наиболее распространенными формами ледниковой экзарации являются бараньи лбы, курчавые скалы и ледниковые шрамы и штриховка. Кроме того, оледенение расширило и углубило котловины в тех местах, где простирается их совпадает с направлением движения льда, и придало заливам Ладожского озера фиордообразный характер, но не создало форм, обязанных своим происхождением только ледниковой экзарации. Поэтому типы ледниково-экзарационных форм можно выделить генетически, но нельзя показать на карте их территориальное распространение. Всюду они приурочены к структурно-тектоническим формам, обуславливая специфический характер последних и подчеркивая ледниковый облик рельефа.

Наиболее ярко моделирующая работа ледника проявляется на побережье Ладожского озера, которое почти совсем свободно от четвертичного покрова. Здесь находятся прекрасно выраженные бараньи лбы. Скалистые острова, в изобилии выходящие из-под уровня воды вдоль побережья, представляют собой ландшафт курчавых скал. Сама береговая линия представлена скалистыми утесами с плавными, гладкими очертаниями.

Кроме оглаживающей работы ледника здесь сказались также и выпихивающая его работа. Узкие, глубоко вдающиеся в сушу заливы Ладожского озера несут на себе следы ледникового выпихивания, придавшего им фиордообразный вид. На оглаженных скалах и бараньих лбах отчетливо выделяются ледниковые шрамы и штриховка.

Далее на север покров четвертичных отложений становится более мощным, и экзарационная деятельность ледника выражена не так ясно. Но все же там, где коренные породы обнажены, мы наблюдаем те же явления, что и на побережье.

#### *Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы*

Таяние ледника не происходило непрерывно; периоды замедления и прекращения этого процесса ознаменовались скоплениями мощных ледниковых отложений. Осцилляционные подвижки края ледника также оставили свои следы в виде моренных или флювиогляциальных песчано-гравийно-галечных аккумуляций.

На основании морфологических признаков можно выделить следующие ледниково-аккумулятивные формы: конечные морены, озы, камы, зандровые и моренные равнины и флювиогляциальные дельты. Различные сочетания этих форм, обусловленные способом их образования, создают отдельные комплексы ледниково-аккумулятивных форм рельефа.

#### *Конечные морены*

Область конечно-моренных образований развита вдоль северо-западной границы района. От пос. Силопохья на юге до оз. Пялк-ярви на севере тянется полоса краевого холмисто-моренного рельефа, являю-

шаяся северо-восточным продолжением финской конечной морены Сальпауссельке I.

На территории Финляндии конечные морены отступления Сальпауссельке I и Сальпауссельке II изучены очень детально. Так, еще в 1875 г. Уиик заметил разницу в отложениях северной и южной сторон Сальпауссельке I и высказал мысль, что это, повидимому, конечно-моренные образования, хотя они и носят песчаный характер флювиогляциальных отложений.

И. Седерхольм (1889 г.) называет Сальпауссельке маргинальными моренами, которые отложились у края ледника в стоячей воде приледникового бассейна. Перемещения материала не происходило, о чем говорит отсутствие окатанности в валунном материале, а вся ледниковая полоса аккумулятивных образований была отложена одновременно. Такого же мнения придерживается и Б. Фростерус (1889—1890 гг.). Он пишет: «Маргинальная морена Сальпауссельке является сложным образованием, отложившимся в воде вдоль южного края материкового льда».

Х. Бергхелль [30] отмечает, что эта гряда состоит из несогласно залегающих слоев песка и гравия с окатанными валунами. Вершина и северный склон перекрыты мореной, что указывает на осцилляцию ледникового края.

По Де-Гееру [31], конечно-моренные образования нередко являются дельтами ледниковых потоков, которые образовались в период длительной остановки ледника. При соединении нескольких таких дельт возникает маргинальная терраса, которая хотя и состоит из окатанного речного гравия, но является тем не менее конечной мореной. Сальпауссельке является конечной мореной такого типа.

Ю. Лейвиске [32] в противоположность Де-Гееру совершенно отвергает дельтовую теорию и утверждает, что хотя Сальпауссельке и образовалась у края материкового льда в период его длительной остановки, но подледниковые реки никакой роли в ее образовании не играли. Несомый льдом материал, попадая в воду, образовавшуюся от таяния льда, отлагался слоями, причем более мелкие частицы уносились ледниковыми водами дальше, а более крупные отлагались на месте. Окатанность гравия, как утверждает Лейвиске, есть результат действия самого льда и мелких ручьев и речек, в изобилии текущих у края ледника. Слоистые ледниковые отложения потом были покрыты водами приледникового бассейна: боковые течения и прибой разбросали материал вдоль края ледника и несколько округлили обломки.

Ю. Лейвиске утверждает, что конечная морена Сальпауссельке I, так же как и озы, состоит из внутренней ледниковой морены, и если мы называем ее «краевой мореной», то в равной степени озы могут быть названы «продольными моренами». Озы также образуются из внутренней морены, постепенно накапливающейся внутри ледника, и их положение определяется положением края ледника или направлением текущих у его края ледниковых потоков.

М. Саурамо [33] придерживается взглядов Де-Геера. Он считает, что как радиальные, так и маргинальные озы являются дельтовыми образованиями, отложенными возле края ледника в приледниковом бассейне. В условиях длительной остановки ледника озовые отложения располагались рядами, и возникали маргинальные или краевые озы. Когда край ледника отодвигался, вслед за ним перемещались устья ледниковых потоков, в этих случаях откладывались продольные или радиальные озы. Если же край ледника долгое время оставался постоянным, дельты соединялись вместе, и образовывались маргинальные озы.

Таким образом, все исследователи соглашаются, что гряды Сальпауссельке образовались у края ледника в период его длительной остановки. Относительно же процесса образования этих гряд мнения разделились:

одни считают, что это цепь маргинальных дельт, другие утверждают, что это маргинальная морена.

На исследованной территории мы наблюдали крайнее северо-восточное продолжение внешней зоны Сальпауссельке. Если в своей юго-западной части Сальпауссельке имеет дельтообразную форму, то та часть ее, которую мы наблюдали в области Северного Приладожья, ничем не походит на дельтовое образование. Здесь уже нет единой гряды, а весь конечно-моренный комплекс включает в себя следующие ледниково-аккумулятивные формы: озы, преимущественно маргинальные, моренные холмы, моренные и песчано-гравийно-галечные гряды и флювиогляциальные дельты (рис. 9). В расположении этих форм не наблюдается никакой

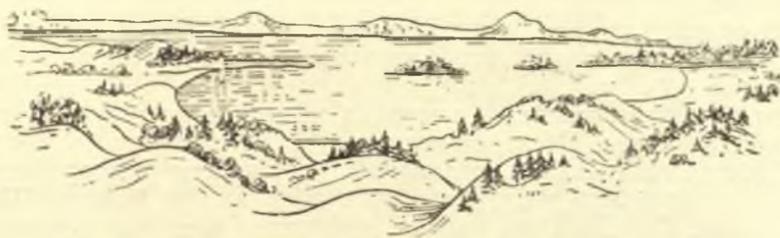


Рис. 9. Конечноморенные образования у озера Пюхя-ярви

закономерности: нередко одни формы налегают на другие или встречаются в тесном контакте друг с другом.

Совершенно очевидно, что вся совокупность форм является краевым образованием, но о дельтовом происхождении этих форм не может быть и речи. Ни по форме, ни по внутреннему строению эта часть южной Сальпауссельке не похожа на дельту.

Процесс образования конечно-моренного комплекса, развитого в районе Северного Приладожья, рисуется нам в следующем виде: нагромождение ледникового материала происходило на суше, но в условиях сильного обводнения. Возможно, талые воды образовали у края ледника мелководный бассейн, глубина которого, однако, была недостаточна для отложения ленточных осадков. Моренный материал сгружался беспорядочно, иногда перемывался ледниковыми водами, и тогда отложения приобретали слоистость; в тех же случаях когда перемывания не происходило, несортированный материал образует моренные холмы и гряды.

Край ледника не оставался на одном месте, а передвигался то в одну, то в другую сторону, в результате чего могли возникнуть образования напорного характера. В трещинах льда скоплялись перемытые песчано-галечные отложения, которые после таяния льда отложились в виде озов. В то же время ледниковые потоки текли от ледника, заполняя своими осадками промежутки между глыбами льда и скоплениями морены. Выходя за пределы краевой зоны ледника потоки местами сгружали свои осадки в мелководные локальные бассейны.

За последнее время все большим признанием пользуется теория «отмирания» льда. По этой теории при отступании ледника край его не сохранялся в виде непрерывной линии, а распадался на отдельные глыбы мертвого льда. С этим неподвижно таявшим льдом и связана большая часть ледниковых форм.

Не исключена возможность, что в период задержки ледника в районе Сальпауссельке I край его растрескивался и в теле образовавшихся глыб мертвого льда сформировались озы трещинного типа. За счет вытаивания более мелких мертвых глыб образовались котловины и понижения, а углубления внутри льда были заполнены мореной и флювиогляциальными отложениями, которые и создали холмы. Этот процесс также

сказался на формировании чрезвычайно неровного рельефа, который наблюдается в области развития конечно-моренного пояса Сальпаусельке I.

### Озы

Озы развиты на территории Северного Приладожья в тех местах, которые служили путями распространения ледниковых потоков, а также в области развития конечных морен.

Вопрос об образовании озоз пока еще остается спорным. Все исследователи соглашаются, что озы являются продуктом деятельности ледниковых потоков, но способ их образования и обстановка, в которой происходило формирование озозовых гряд, различными авторами трактуются неодинаково.

Одни считают, что эти гряды возникли в подледниковых каналах, где вследствие сильного гидростатического давления вода могла не только стекать вниз по склону, но даже подниматься вверх. Там, где течение было сравнительно спокойным, материал отлагался, постепенно заполняя пространство канала. После стаивания льда на поверхность выступила полоса флювиогляциальных отложений, в точности повторяющая все извилины и неровности русла подледниковой реки (Ф. Нансен, Штрандмарк, Де-Геер [31]. Де-Геер, однако, добавляет, что озы образовались в приустьевой части канала, где ослабевало давление, течение становилось медленнее и материал сгружался сразу по выходе потока из-под льда, образуя дельту. Если в это время край ледника медленно отодвигался, то дельты следовали одна за другой, и вырастала извилистая, часто прерывающаяся гряда с ясно выраженными озозовыми центрами. Последние могли образоваться за счет скопления большого количества флювиогляциального материала при задержках или остановках ледника.

Другая группа исследователей во главе с Филиппом выдвигает теорию внутриледникового формирования озозов. По этой теории материал сначала отлагался во внутриледниковых каналах, а в процессе таяния ледника постепенно опускался на землю. Отложение же материала происходило только тогда, когда канал пересекался трещиной, так как именно в этом случае ослабевало давление, под которым текла вода, течение замедлялось и появлялась возможность отложения.

Наконец, В. Таннер [28] считает, что озы отлагались потоками в трещинах неподвижного льда, а положение ледникового туннеля не играло большой роли.

В результате многолетних наблюдений И. М. Покровская [13] составила следующую классификацию озозов, встречающихся на территории Южной Карелии:

А. Озы, образованные в зоне активного льда:

1. Озы приледниковых дельт.

2. Озы трещинные, образованные внутриледниковыми и подледниковыми потоками.

Б. Озы, образованные в районах скопления мертвого льда.

В. Озы маргинальные, образованные на границе активного льда, маркирующие край ледника в период остановки.

Выделением столько же генетических типов карельских озозов И. М. Покровская ясно показывает, что в вопросе происхождения озозовых гряд неверно придерживаться какой-либо одной теории, что «... нельзя рассматривать озоз как вполне самостоятельную форму, а всегда следует иметь в виду всю совокупность песчано-гравельных образований водноледникового происхождения, которые в зависимости от генетических условий приобретают те или иные формы» (К. К. Марков).

Наши наблюдения в Северном Приладожье позволяют выделить там две полосы распространения озозов: первую вдоль западной границы, от оз. Пайк-ярви на юге до г. Вярсиля на севере, и вторую от юго-восточ-

ного берега оз. Янис-ярви до г. Питкяранта. На центральной части территории озоз, как и других флювиогляциальных образований, нет совсем.

Форма озоз чрезвычайно разнообразна: в области развития кончечноморенных образований преобладают короткне, но мощные озоз, преимущественно маргинальные, нередко сросшиеся или идущие параллельно один другому; в других частях территории наблюдаются чаще всего длинные узкие гряды, прямые или извилистые, с озозвыми центрами или без последних — радиальные озоз.

Преобладающим направлением озозвых гряд является СЗ 30—345°, но нередки отклонения. Иногда один и тот же озоз несколько раз меняет свое направление. В некоторых местах можно видеть, что направление озозвых гряд соответствует простиранию форм рельефа коренных пород. Из этого можно сделать вывод, что в последние стадии существования ледника движение его зависело от рельефа коренного ложа.

В плане озоз имеют извилистую форму, слегка напоминающую речные меандры. Поверхность озоз волнистая, повышается в местах наибольшего скопления валунов (озозвые центры) и понижается в местах, сложенных песчано-галечным материалом.

На основании рассмотрения морфометрии и внутреннего строения озоз можно предположить, что часть из них образовалась в подледниковых или внутриледниковых туннелях. Это касается длинных извилистых озоз с хорошо выраженными озозвыми центрами, например озоз, тянущийся от пос. Куккалампи на северо-запад. Озоз, развитые в пределах кончечноморенных образований, широкие и короткне, должны были быть отложены в трещинах неподвижных ледяных глыб. Слагающий озоз материал не имеет такой ясной диагональной слоистости, как у озоз дельтового типа, и на поверхности первых нередко наблюдается моренная покрывка.

#### Камы

За последнее время все большее распространение приобретает теория об образовании камов внутри мертвого льда в результате заполнения котловин в теле ледника и промежутков между отдельными ледяными глыбами.

К. К. Марков [9], исследовавший ленинградские камы, считает, что теория внутриледникового образования камов настолько хорошо объясняет их происхождение, что не требует особых дополнений.

И. М. Покровская [14], на основании изучения сямозерских камов в Южной Карелии, придерживается сходных взглядов и называет камы «формами вытаивания из мертвого льда».

Причину образования участков мертвого льда Марков усматривает в неровности доледникового рельефа коренных пород. Он считает, что «отступление» ледника шло двумя путями: 1) отступление активного ледникового фронта, когда таяние льда было интенсивнее его наступательного движения, и 2) таяние глыб неподвижного льда, иногда еще связанных с основной ледниковой массой, а иногда и лишенных этой связи.

Преобладание того или иного из этих процессов зависело от рельефа местности, в которой располагалась периферическая зона ледника.

В понижениях, открытых к центру оледенения, таяние происходило первым путем, причем сохранялся активный край ледника. В понижениях же, замкнутых со стороны центра оледенения, и там, где рельеф препятствовал поступательному движению льда, возникали участки мертвого льда. Характерной особенностью зоны мертвого льда является наличие обширных областей холмистого поддонно-моренного ландшафта, возникшего во внутриледниковых проталинах.

На территории Северного Приладожья нет типичных камов, но можно выделить один небольшой участок развития камообразных форм. К западу от пос. Воннисенмяки через болото Сури-суо тянется большой

оз, южный и северный концы которого представляют типичную гряду, а центральная часть расплывается и осложняется группой песчано-галечных холмов. Эти куполовидные холмы, разделенные воронкообразными понижениями, разбросаны беспорядочно. Понижения заняты озерами, зарастающими и превращающимися в болота. Поверхность холмов, песчаная и сухая, также несет на себе следы более мелких округлых понижений. Весь комплекс камовых холмов окружен низкой, заболоченной равниной, в свою очередь окаймленной возвышенностями коренных пород или аккумулятивными образованиями ледника.

На основании внешних форм и внутреннего строения эти холмы можно отнести к камам и процесс их образования представить в следующем виде: в период таяния ледника от него отделялись глыбы, превращающиеся в мертвый лед и медленно тающие. Одна из таких глыб осталась на месте болота Сури-суо. Трещины и котловины этой глыбы были заполнены моренным и флювиогляциальным материалом. В некоторых котловинах возникли озера. Осадки, отлагавшиеся в этих озерах, приобрели слоистый характер. После стаивания льда получился обращенный рельеф: на месте котловин остались холмы, а на месте трещин — гряды. Крайняя часть массы мертвого льда покрылась тонким покровом морены и таяла медленно. В результате на том месте, где раньше был этот неподвижный участок льда, образовалась низменная, заболоченная равнина.

#### *Зандровые равнины*

Типичная зандровая равнина развита в северо-западной части Северного Приладожья, к северу от оз. Янис-ярви. С юго-запада она ограничена вытянутым заливом оз. Янис-ярви и р. Янис-йоки, с запада — крупногрядовым рельефом коренных пород. Западнее р. Янис-йоки зандровая равнина незаметно переходит в моренную равнину, на площади развития которой в виде отдельных пятен встречаются зандровые пески.

Южнее оз. Кангас-ярви и приблизительно до пос. Янникяниеми снова простирается песчаная равнина, поверхность которой осложнена небольшими холмами, углублениями и местами — выходами коренных пород.

Равнины типа зандровых встречаются в восточной части Приладожья к северо-востоку от пос. Кителя и в районе д. Мюллюкюля. Но здесь нет таких идеальных зандровых равнин, как возле оз. Янис-ярви.

#### *Моренные равнины*

Моренная равнина протягивается на исследованной территории от г. Вяртсиля на севере до ст. Маткаселька на юге. Большая часть поверхности равнины заболочена, в других местах равнинность нарушается выходами коренных пород или аккумулятивными формами песчано-гравийно-галечных отложений.

Образование моренной равнины, не перекрытой более поздними отложениями, в данном случае объясняется, вероятно, тем, что коренные породы под моренной равниной находятся гипсометрически выше, чем под зандровыми песками, располагающимися севернее, и ледниковые реки, отложившие зандровые пески, почти не проникали на эту возвышенную часть рельефа коренных пород, вследствие чего морена осталась неперекрытой, и только в некоторых, более пониженных местах она перекрыта флювиогляциальными песками.

#### *Флювиогляциальные дельты*

На территории Северного Приладожья нет хорошо выраженных в рельефе дельт, но часто флювиогляциальные отложения слагают такие формы рельефа, которые нельзя отнести ни к одному из описанных выше типов. Это большей частью холмы и широкие короткие гряды,

сложенные косослоистым флювиогляциальным материалом, что и позволяет нам отнести их к дельтам. Иногда этот материал примыкает к склонам возвышенностей коренных пород в виде шлейфов или заполняет понижения и образует равнины.

В местах наибольшего развития флювиогляциальных дельтовых отложений создается грядово-холмистый рельеф. Здесь же большим распространением пользуются озы. В западной части исследованной территории рельеф такого типа развит в окрестностях дер. Куренранта, вокруг оз. Пайк-ярви и к северо-западу от него. В общем здесь он занимает очень незначительную площадь.

В восточной части изученной области рельеф флювиогляциальных песчано-гравийно-галечных отложений пользуется широким распространением. Можно наметить три полосы развития этих отложений: первая от оз. Янис-ярви к пос. Коккоселька, вторая вдоль линии железной дороги Петрозаводск—Сортавала, к западу от оз. Суйстамон-ярви и третья — почти параллельно берегу Ладожского озера, от оз. Сюскю-ярви до широты пос. Алауксу. Как и в западной части, преобладающей формой рельефа здесь являются холмы и небольшие гряды, а в первой полосе широко развиты озы.

Образование такого типа рельефа в каждом отдельном случае объяснить затруднительно; главную роль, безусловно, играли ледниковые потоки, которыми был принесен и отложен материал. В тех местах, где эти потоки встречали какое-либо препятствие, песчано-гравийно-галечные осадки сгружались в виде холмов неправильной формы или отлагались в понижениях рельефа коренных пород, образуя ровные участки. Так, к западу от оз. Пайк-ярви можно проследить путь потока от пос. Яскимяки на юго-юго-восток к г. Лахденпохья. Немного южнее Пайк-ярви поток подпруживался водами ледникового озера и отлагал песчано-гравийно-галечные осадки. Часть вод проникала по понижениям рельефа коренных пород до пос. Куренранта, где ими была образована слегка волнистая равнина, сложенная песками с галечными прослоями.

#### Озерно-морские абразивные и аккумулятивные формы

##### *Озерные равнины*

По генезису озерные равнины можно разделить на озерно-ледниковые и современные.

Первые обычно значительно больших размеров и развиты преимущественно близ побережья Ладожского озера. Исключение представляет большая озерно-ледниковая равнина, простирающаяся у дистального края конечно-моренных образований к западу от поселков Яникяними—Харькяля. Идеально ровная поверхность с колебаниями относительных высот от 2 до 2,5 м и горизонтальная слоистость слагающих равнину песков заставляют считать эту равнину озерной, а не зандровой, несмотря на ее положение у дистального края конечных морен.

Озерно-ледниковые равнины, развитые по побережью Ладожского озера, значительно меньших размеров и сложены преимущественно ленточными глинами, местами перекрытыми позднеледниковыми морскими и озерными осадками. Такого рода равнины наблюдаются у г. Лахденпохья, пос. Оппола, севернее г. Сортавала, в районе городов Харлу, Ляскеля и Кителя, а также на о. Мантсин-сари и близлежащих полуостровах. Поверхность равнин нередко заболочена, что еще больше подчеркивает их равнинный характер.

Современные озерные равнины располагаются у берегов озер и образуются за счет частичного осушения озерных водоемов. Они очень небольшие по размерам и чаще всего заболочены.

На побережье Ладожского озера террасы развиты преимущественно в его восточной части, особенно там, где берег сложен четвертичными отложениями. В центральной и западной частях террасовые уступы почти не выражены. Имеются лишь немногочисленные, нечетко сформированные уровни послеледниковых бассейнов, а более ранние береговые линии можно устанавливать только по характеру отложений. Наиболее ясно сформированные террасы наблюдаются чаще всего в широких устьях рек, куда могли заходить воды древних бассейнов, проникавших в Ладожскую котловину.

В восточной части Приладожья В. В. Шарков наблюдал большое количество береговых уровней и отметил, что в одном пункте редко встречается больше 4—5 террас. Исключение представляет гора Линна-вара и ее окрестности, где им было встречено 9—10 террас, но здесь верхние террасы исключительно абразионные, поэтому нельзя быть абсолютно уверенным, что они не являются плоскостями отдельностей коренных пород, наиболее хорошо отпрепарированных выветриванием.

Большинство исследователей, занимавшихся изучением береговых линий, указывают, что наиболее хорошо террасы выражены в четвертичных отложениях (например, террасы южного склона Сальпауссельке I в районе Финского залива [28] или береговые уступы поздне- и послеледниковых бассейнов в районе г. Ино [24].

Береговая линия центральной и западной части Приладожья сложена почти исключительно коренными породами, круто опускающимися в воду, поэтому здесь трудно ожидать четко выраженных береговых уступов, а если они и есть, то трудно сказать, какому бассейну обязаны они своим образованием.

Наивысшей береговой линией считается уровень позднеледникового озерного бассейна, замеренный Рамсеем [27]. Эта линия имеет следующие абсолютные высоты в различных пунктах побережья: у г. Элисенваара (западное побережье Ладожского озера) 108 м, у г. Ламментанвуори (возле пос. Импилахти) 97 м, у пос. Кителя 94 м и на юго-восточном побережье 73,74 м. В. В. Шарков наблюдал эту береговую линию на горе Линна-вара на высоте 93,2 м над уровнем моря. На эту же высоту указывают ленточные глины, залегающие у д. Кютюсюрья на абсолютной высоте 60 м. Если сюда прибавить глубину бассейна в 25—30 м, то его береговая линия должна бы находиться на высоте 85—90 м над уровнем моря.

Высота самой низкой береговой линии колеблется в пределах от 8 до 13,5 м над уровнем моря. Между этими крайними пределами располагаются террасовые уступы различной высоты.

Сопоставить отдельные береговые линии между собой весьма затруднительно, так как вследствие неравномерного поднятия Фенноскандии террасы, принадлежащие одному и тому же бассейну, залегают на различных высотах и, наоборот, террасы разных бассейнов могут иметь одинаковую высоту. Кроме того, в одном месте редко наблюдается серия в количестве 5—10 террас; в большинстве случаев если присутствует комплекс более древних береговых уровней, то более молодые неразвиты, и наоборот.

Наиболее полная серия террас наблюдалась В. В. Шарковым на р. Сюскюян-йоки, возле мельницы. Здесь он замерил 10 террас с абсолютными высотами: 20; 24,5; 28,5; 32,0; 52,3; 55,3; 56,8; 64,3; 70,3; 79,3 и 92,3 м. Из этого перечня видно, что нижние серии террас выражены неполно, тогда как верхняя серия представлена хорошо. Между уровнями в 32,0 и 52,3 м наблюдается резкий скачок в 20 м. Этот промежуток восполняется уровнями на горе Линна-вара, залегающими на высотах 36,0, 43,5 и 49,5 м над уровнем моря.

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

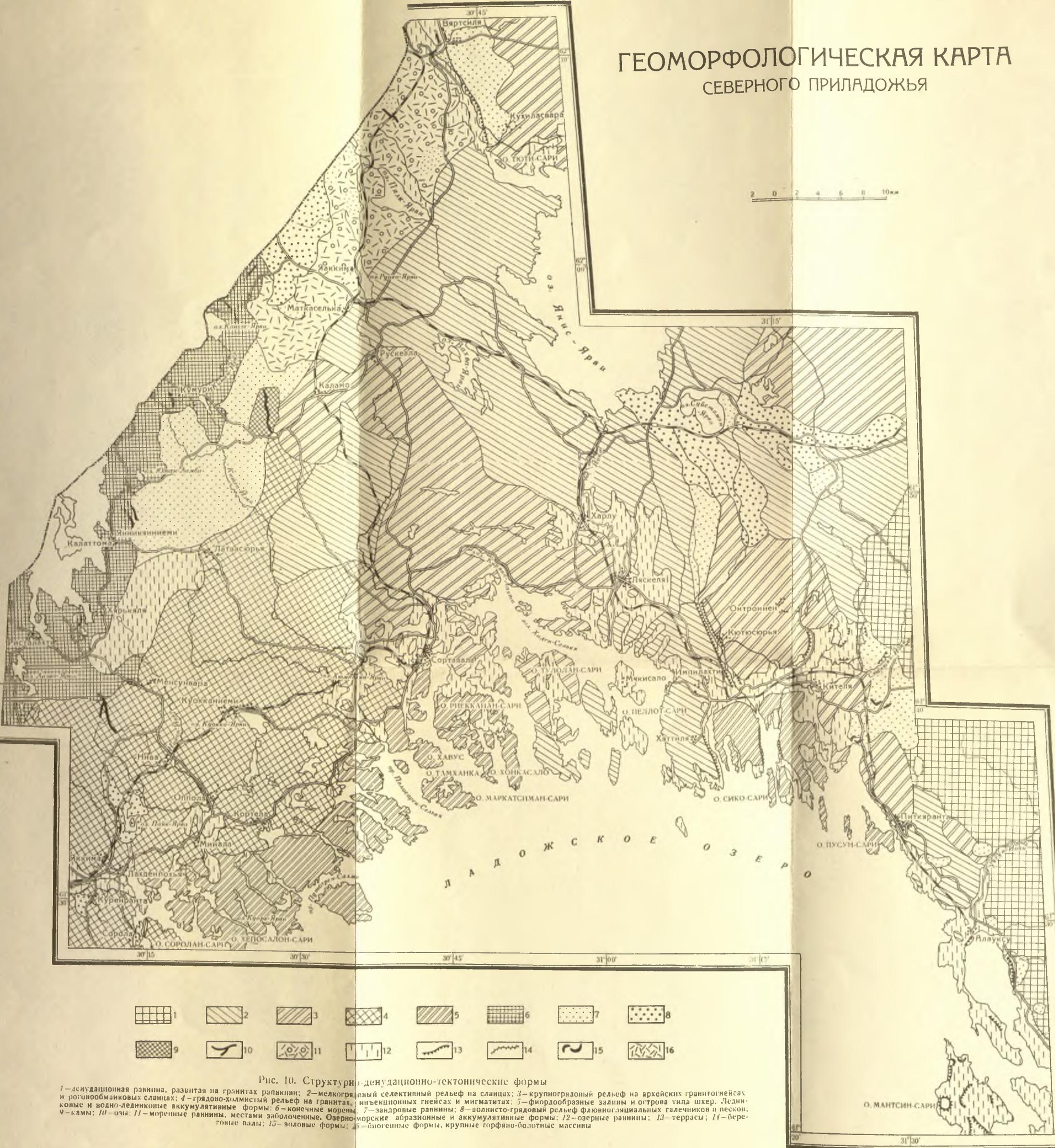


Рис. 10. Структурно-денудационно-тектонические формы

1 — денудационная равнина, развитая на гранитах разуплотнения; 2 — мелкого- и роговообманковых сланцах; 3 — крупногрядовый рельеф на архейских гранитоидных и интрузивных гнейсах и мигматитах; 4 — грядово-холмистый рельеф на гранитах, гранитоидных гнейсах и мигматитах; 5 — фиордообразные заливы и острова типа шхер. Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы; 6 — конечные морены; 7 — задровые равнины; 8 — волнисто-грядовый рельеф флювиогляциальных галечников и песков; 9 — камни; 10 — озера; 11 — моренные равнины, местами заболоченные, Озерно-морские абразионные и аккумулятивные формы; 12 — озерные равнины; 13 — террасы; 14 — береговые валы; 15 — золовые формы; 16 — биогенные формы, крупные горфано-болотные массивы

На р. Уксун-йоки, в поселке Алауксу, хорошо выражена нижняя серия при полном отсутствии верхних. Здесь абсолютные высоты террас следующие: 9,48; 12,01; 17,0; 21,25 и 24,0 м.

Таким образом, в трех разных местах наблюдается 16 различных уровней: 1-й — 9,48 м; 2-й — 12,0 м; 3-й — 17,0 м; 4-й — 21,25 м; 5-й — 24,0 м; 6-й — 32,0 м; 7-й — 36,0 м; 8-й — 43,5 м; 9-й — 49,5 м; 10-й — 52,3 м; 11-й — 55,3 м; 12-й — 56,3 м; 13-й — 64,3 м; 14-й — 70,3 м; 15-й — 79,3 м и 16-й — 92,3 м.

Все другие береговые уровни, встреченные различными исследователями на побережье Ладожского озера от г. Сальми до г. Кексгольма, залегают на высотах от 8 до 108 м над уровнем моря и могут быть связаны к одной из вышеуказанных групп.

#### *Береговые валы*

Наибольшее количество береговых валов представлено на острове Мантсин-сари, где они образуют целые серии.

В своей ранней работе Ю. Айлио [21] относит береговые валы Мантсин-сари к образованиям Литоринового моря. В 1915 г. Айлио вновь исследовал эти береговые образования и относит их уже ко времени Ладожской трансгрессии. Высота валов над уровнем моря достигает, по Айлио, 21—21,5 м. По более поздним данным Х. Бергхелля (1927 г.), высота берега, представленного валами, должна достигать 20 м над уровнем моря. В результате неоднократных исследований Е. Хииппе [23, 24, 25], последнее мнение Айлио о том, что береговые валы как острова Мантсин-сари, так и других мест изученной территории образовались во время Ладожской трансгрессии, подтвердилось.

Морфологически береговые валы имеют прекрасно выраженную валобразную форму. Высота их 2—3 м.

В западной части Приладожья, возле поселков Кумури и Латвасюръя, наблюдаются более древние береговые образования. Это полосы валунов шириной от 1,5 и до 50 м длиной.

Отсутствие сколько-нибудь значительных водных бассейнов, приуроченных в настоящее время к этим валунным скоплениям, не позволяет связать их происхождение с современными процессами; вероятнее всего, это — свидетели береговой линии озера, существовавшего здесь в позднеледниковое время.

#### *Озерные пляжи*

Озерные пляжи развиты по берегам почти всех озер, особенно там, где берега сложены четвертичными отложениями. Наиболее хорошо они выражены на восточном берегу Ладожского озера, к югу от г. Питкяранта. Пляжевые образования тянутся узкой полосой вдоль северо-западного залива оз. Малого Янис-ярви, а также по берегам озер Пюхя-ярви, Куокко-ярви, Пайк-ярви, Кангас-ярви и др.

### **Заключение**

Геологическая история Северного Приладожья, таким образом, вырисовывается в следующем виде.

После Карельского диастрофизма, во время которого были созданы основные пликативные структуры на территории Северного Приладожья, наступила длительная эпоха денудации. В этот период были разрушены и уничтожены созданные в период Карельского диастрофизма горные сооружения и снесены осадки палеозойских морей, возможно покрывавших площадь исследованного района, также как и другие части Фенноскандии. Страна превратилась в пенеплен.

Постоянная тенденция к подъему Северного Приладожья обуславливает избирательную денудацию, которая при почти одинаковом гипсо-

метрическом положении различных литологических разновидностей приводит к препарировке более устойчивых к выветриванию пород в соответствии с геологической структурой. Одновременно с этим рельеф усложняется разломами, особенно интенсивными в третичный период, когда была образована впадина Ладожского озера.

Последующие эпохи оледенения наложили свой отпечаток на доледниковый рельеф, но не изменили общего плана орографии. Все резко выступавшие формы были оглажены и отполированы. Котловины, расположенные вкрест движения ледника, заполнены ледниковыми осадками, тогда как понижения, простирающиеся согласно с движением льда, были слегка углублены и расширены. Заливы Ладожского озера приобрели фиордовый характер.

Следы ранних оледенений и межледниковых эпох сохранились в ряде мест Карелии [3, 5, 14, 15] в глубоких впадинах рельефа коренных пород, но на территории Северного Приладожья они не были обнаружены. Все ледниково-аккумулятивные формы, развитые на исследованной площади, образовались в эпоху распространения последнего ледникового покрова. В это время вся Карелия была покрыта льдом.

Сопоставление литературных материалов зарубежных источников с работами русских исследователей и нашими собственными материалами позволяет нарисовать картину развития рельефа Северного Приладожья в поздние и послеледниковые эпохи, увязав ее с историей развития рельефа Балтики и прилегающих к ней территорий.

Пока край ледника лежал в Южной Швеции, образовавшееся у его края Балтийское ледниковое озеро имело сток через Датские проливы. Воды озера проникали и в Ладожскую котловину и по понижениям рельефа коренных пород заходили в глубь суши. На территории Северного Приладожья край ледника в это время находился немного южнее северо-западного побережья Ладожского озера, на отрезке от о. Соролан-сари до г. Сортавала, откуда протягивался на север приблизительно до оз. Янис-ярви. Таким образом, воды Балтийского ледникового озера, осадки которого залегают в восточной части района на абсолютной высоте 55—60 м, в западную часть территории, западнее г. Сортавала, не проникали.

Когда край ледника отодвинулся до г. Биллинген в Швеции, Балтийское ледниковое озеро соединилось с океаном, воды озера осолонились, и возникло Первое Иольдиевое море Мунте.

Существование Первого Иольдиевого моря ограничено сравнительно коротким отрезком времени, составившим, по Мунте, около 300 лет. Поэтому отложения этой стадии осолонения Балтики не могли быть мощными и на территории Северного Приладожья не сохранились.

Новое наступление ледника закрывает проход в Швеции, что вызывает трансгрессию Балтийского ледникового озера. Связь с океаном прерывается. Как указывает Марков [7, 8], следы этого наступания ледника видны в районе северного склона г. Биллинген. На изученной нами территории, в ее восточной части, следы осцилляции выражены флювиогляциальными песками, перекрытыми ленточные отложения озерно-ледникового бассейна. Вновь надвинувшийся ледник не покрывал всей территории, а повидимому, вдавался в виде языков в депрессии рельефа коренных пород. В западной части осцилляция происходила в котловине Ладожского озера, и следы ее скрыты под толщей воды.

В результате последующего таяния ледниковый край отодвигался к северо-западу, и за ним следовало распространение озерно-ледникового бассейна, уровень которого достигал 50—55 м абсолютной высоты. Осадки этого бассейна залегают на высоте 27—28 м в восточной части территории и на высоте 23—24 м в западной. Дальше на северо-запад бассейн мелеет и распадается на отдельные замкнутые водоемы, занимающие понижения рельефа коренных пород.

Таяние ледникового покрова происходило неравномерно, с остановками и осцилляционными подвижками. Одна из самых крупных остановок произошла у линии Сальпауссельке I. Здесь были отложены мощные конечноморенные образования и зандровые равнины. К этому времени относится образование у дистальной части конечных морен серии мелководных ледниковых озер, возникших за счет огромного притока талых вод. Осадки, выносимые потоками в озеро, отлагались здесь горизонтальными слоями. Глубина озера уменьшалась с юго-запада на северо-восток. Если в районе оз. Пюхя-ярви это был единый водный бассейн, то к северу, в окрестностях Хексяля и Кааламо, он разбивался на отдельные озера, а еще севернее прекращался совершенно, и ледниковые потоки разливались там по суше, отлагая песчано-гравийно-галечные осадки и зандровые пески.

Отложение сложного комплекса конечноморенных образований происходило в условиях мелководья и не носило, как в юго-западной части Сальпауссельке I (на территории Финляндии) характера дельт. Край ледника таял медленно, растрескиваясь и распадаясь на отдельные глыбы, вследствие чего здесь среди форм, характерных для активного ледникового края, возникли формы вытаивания из мертвого льда. Как видно из примера камового ландшафта в районе пос. Воннисенмяки, последние не достигли широкого распространения.

Остановка ледника в районе Сальпауссельке I сопровождалась небольшими осцилляциями, о чем свидетельствует смятие слоев в ряде форм, сложенных флювиогляциальными отложениями и включенных в комплекс конечных морен. После отступления от Сальпауссельке I таяние ледника шло быстро, и только у Сальпауссельке II произошли остановка и отложение второго пояса конечных морен.

Когда край ледника отодвинулся к северу от Сальпауссельке II. В Финляндии произошло новое соединение Балтийского ледникового озера с океаном, осолонение Балтики и образование Второго Иольдиевого моря Мунте. Эта стадия осолонения занимала значительно более длительный промежуток времени, чем первая, и исчисляется Мунте в абсолютных цифрах в 1100 лет.

Отложения Второго Иольдиевого моря и его береговые линии отмечены В. В. Шарковым [18] в районе г. Питкяранта.

В результате эпейрогенических и эвстатических колебаний на побережье Ладожского озера трансгрессии много раз сменяли одна другую. Второе Иольдиевое море сменилось Анциловым озером, во время которого Ладожская котловина была связана с Балтикой через северные проливы в районе с. Хейни-йоки.

Отложения анцилового бассейна встречены вдоль всего побережья Ладожского озера, в понижениях рельефа коренных пород, в которые могли заходить воды озера, и залегают в настоящее время на абсолютной высоте 15—23 м.

По Саурамо [7] Анциловое озеро существовало 550 лет, а по Мунте [7] значительно больше — 2 774 года. В конце анцилового времени происходит потепление климата и быстрое стаивание остатков ледника. Масса воды, получившаяся при таянии, поступает в океан и поднимает его уровень минимум на 3 м [7]. Балтика снова соединяется с океаном, и образуется Литориновое море.

Вследствие неравномерного поднятия суши котловина Ладожского озера испытывает перекося. Поднятие водного уровня происходит быстрым поднятием суши, и возникает Ладожская трансгрессия.

Современная эпоха не внесла существенных изменений в общий облик рельефа Северного Приладожья. В этот период мелеет и зарастает большинство озер, насыпаются песчаные пляжи и образуется то большое количество болотных массивов, которое наблюдается почти повсеместно на исследованной территории.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении озоз. Геол. вестник, т. V, вып. 4—5, 1926—1927.
2. Земляков Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка (Невский и Ладожский языки). Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. III, вып. 1, 1933.
3. Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
4. Земляков Б. Ф., Покровская И. М. и Шешукова В. С. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. V, 1945.
5. Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
6. Молчанов И. В. Ладожское озеро, 1945.
7. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. общ., т. XV, вып. 4, 1933.
8. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. общ., т. 67, вып. 1, 1935.
9. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 117, Л., 1931.
10. Марков К. К., Порецкий В. С. и Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. IV, вып. 1, 1934.
11. Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. IV, 1933.
12. Мирчинк Г. Ф. Классификация рыхлых горных пород. Изв. ГГРУ, т. 1, вып. 34, 1931.
13. Покровская И. М. Четвертичные отложения Онежско-Ладожского перешейка. Свердловск. Рукопись, 1943.
14. Покровская И. М. и Шарков В. В. Четвертичные отложения Карелии. Рукопись, 1947.
15. Покровская И. М. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Карелии. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV, 1939.
16. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографическое описание Ладожской формации (отчет о работах за 1947 г. по теме «Тектоника и метаморфизм Ладожской формации»). Рукопись, 1948.
17. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. Справочник «Полезные ископаемые Лен. обл. и Карельской АССР», ч. 2, 1933.
18. Шарков В. В. Отчет о геолого-съемочных работах на северо-восточном берегу Ладожского озера, проведенных летом 1945 г. Фонды Лен. геол. управления, 1946.
19. Шуркин К. А. Геология северной части Питкярантского поля керамических пегматитов. Авторефераты кандидатских диссертаций № 1 КФ гос. университета, 1949.
20. Щукин И. С. Опыт генетической классификации типов рельефа. «Вопросы географии», 1946.
21. Ailio J. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. Fennia, Bd. 14, № 02. Helsingfors, 1891.
22. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur Steinzeitlichen Besiedelung. Fennia. Bd. 38, № 3, 1915.
23. Нуурпää E. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, Bd. 56, № 1, Helsinki, 1932.
24. Нуурпää E. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. Helsinki, 1937.
25. Нуурпää E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga und Ancylustransgression. Bull. Comm. Géol. Finl. № 128. Helsinki, 1943.
26. Кау́кко J. Streifigkeit der Landschaft in Ladoga—Karelien mit besonderen Berücksichtigung ihrer Abhandigkeit vom Felenuntergrund. Fennia, Bd. 58, № 4, Helsinki, 1933.
27. Ramsey W. Niveauverschiebungen in Finland. Fennia 54. Helsinki, 1931.
28. Tanner V. On the Nature of the Salpausselkä Ridges in Finland. Fennia, № 58, 1934.
29. Frosterus B. Nagra iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstensåsam Auszug. Einige Beobachtungen über geschichtete Moräne und «Asar». Fennia 3, № 8, Helsingfors, 1890.
30. Berghell H. Beobachtungen über den Bau und die Configuration der Randmoränen im Östlichen Finnland. Fennia 6, № 5, Kuopjo, 1893.
31. De-Geer. Om rullstensasarnos bildningsstätt Creol. För. Föhr. Bd. 19, S. 366, Stokholm, 1897.
32. Leiviskä J. Der Salpausselkä. Fennia. Bd. 41. № 3. Helsingfors. 1920.
33. Sauramo M. Zur Frage des inneren Baues des Salpausselkä in Finnland. Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. XIX. S. 300. Berlin, 1931.

Т. В. ПЕРЕКАЛИНА

## СЛОЖНАЯ БЕСКОРНЕВАЯ ИНТРУЗИЯ ПЕРЯ-НЬЕМИ

Породы ладожской формации, слагающие северный берег Ладожского озера, интродированы постладожскими гранитами двух возрастов и связанными с ними основными породами. Наибольшим распространением пользуются первые постладожские граниты (в отличие от вторых постладожских-путсарских), слагающие многочисленные интрузивные тела и представляющие практический интерес в качестве каменного строительного материала хороших технических свойств. Одним из примеров интрузивных тел гранитов этого возраста является интрузия Перя-ньеми, образованная в несколько интрузивных фаз.

Хорошая обнаженность позволила установить форму интрузии, характер ее контактов с вмещающими породами и взаимоотношения слагающих ее пород. Составленная блокдиаграмма показывает, что форма интрузии является вторичной и она может быть названа «мертвой» бескорневой интрузией. Подобные формы интрузивных тел были установлены для основных пород Кольского п-ова и Карелии А. А. Полкановым, Н. Г. Судовиковым и др. Для гранитов Карелии такая форма описывается впервые.

### Породы, вмещающие интрузию

Интрузия п-ова Перя-ньеми залегает среди мигматизированных сланцев и гнейсов Ладожской формации (рис. 1). Преобладающими породами являются биотитовые гнейсы. Гнейсы неоднородны: в них чередуются слои, богатые биотитом, приближающиеся по своему составу к слюдяным сланцам, со слоями, богатыми полевым шпатом; отдельные слои содержат гранат.

Интрузия Перя-ньеми расположена в такой зоне, где наблюдается переход от менее метаморфизованных и слабо мигматизированных пород ладожской формации, представленных преимущественно сланцами, к сильно метаморфизованным и мигматизированным гнейсам.

В породах Ладожской формации, вмещающих интрузивное тело Перя-ньеми, широко развиты явления мигматизации. Здесь наблюдаются как послонные мигматиты, так и артериты и агматиты; количество инъекционного материала часто велико, он представлен главным образом пегматитом. Гнейсы и сланцы почти меридионального простирания, смяты в складки различной амплитуды: от нескольких метров до сотен метров. Оси малых складок имеют падение на ЮВ  $150-170^\circ$  под углами  $25-35^\circ$ .

В гнейсах чрезвычайно развиты явления будинажа. Иногда наблюдаются линзовидные будины с вогнутыми концевыми частями, раздвинутые на различные расстояния в направлении простирания. Межбудинные пространства заполнены гранитным и пегматитовым материалом, в отдельных случаях — кварцем. Нередко будинированы жилы инъекционного материала. Все эти явления (будинаж, складчатость), указываю-

щие на сложное тектоническое строение, хорошо выражены в ближайших окрестностях Перя-ньеми, где, кроме того, среди гнейсов наблюдается ряд тел, сложенных диоритом, гранодиоритом и гранитом. Тела эти имеют вытянутую форму и согласно обтекаются гнейсами (острова Хонкасало и Линна-сари, п-ов Перя-ньеми и др.). Расположены они в одной зоне и представляют собой, повидимому, отдельные части (будины) большой сложной интрузии. Это подтверждается наличием в некоторых отдельных телах втеков гнейсов в зарождающиеся межбугинные пространства. К телам такого типа относятся и интрузия Перя-ньеми. В непосредственной близости к ней гнейсы имеют меняющееся простирание (в зависимости от положения контакта, которому оно параллельно). Падение гнейсов всюду под интрузию, угол падения 30—40°. Вблизи контакта гнейсы особенно интенсивно мигматизированы и смяты в мелкие складки, оси которых падают в различных направлениях. Причина вариаций в углах падения и направлении падения, вероятно, заключается в большой мобильности гнейсов, пропитанных инъекционным материалом. Гнейсы обладают хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью.

Контакты интрузивного тела с вмещающими породами преимущественно согласные. В восточном контакте, хорошо обнаженном в южной части, гнейсы имеют простирание, близкое к меридиональному, и падение под углом 25—30° на запад под интрузию. В нескольких местах в юго-восточной части интрузии можно наблюдать непосредственный контакт гнейсов с гнейсо-габбро-диоритом. Он всюду согласный, имеет простирание, близкое к меридиональному, и падение на запад под углом 30—50°. В контактирующем с гнейсами гнейсо-диорите здесь наблюдается кристаллизационная сланцеватость, которая располагается параллельно контакту и структуре вмещающих пород. Северный контакт обнажен хорошо, и его почти целиком можно наблюдать непосредственно. В восточной его части гнейсы согласно контактируют с гнейсо-габбро-диоритом с простиранием СВ 290° и падением на ЮЗ под углом 50°. Гнейсо-габбро-диорит содержит в виде ксенолитов пропластки гнейсов, и кристаллизационная сланцеватость в нем параллельна простиранию толщи гнейсов. В центральной части северного контакта гнейсы контактируют с гранитом. Контакт здесь более пологий, также согласный. Простирание его близко к широтному, падение на юг, под углом 18—20°.

К северо-западу контакт, изгибаясь, приобретает меридиональное простирание с падением на запад под углом 40°, затем снова широтное. Кристаллизационная сланцеватость гнейсов всюду параллельна контакту. В местах крутого резкого изменения простирания контакта между гранитом и гнейсом в граните наблюдаются тупо оканчивающиеся языки гнейса.

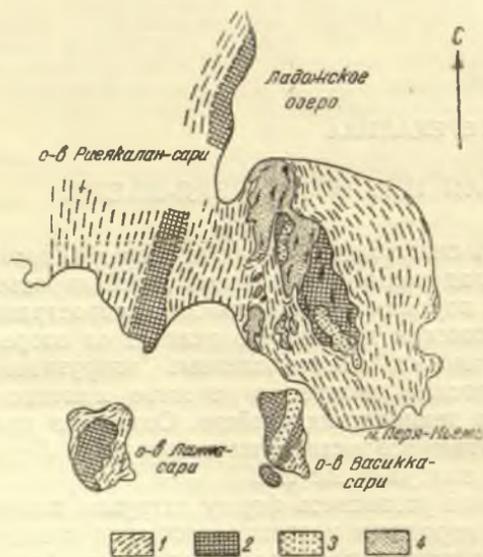


Рис. 1.

Геологическая схема интрузии Перя-ньеми

1—гнейсы; 2—гнейсо-габбро-диорит; 3—гнейсо-диорит;

4—гранит

Размеры интрузии 450×250 м

с вмещающими породами преимущественно согласные.

В восточном контакте, хорошо обнаженном в южной части, гнейсы имеют простирание, близкое к меридиональному, и падение под углом 25—30° на запад под интрузию. В нескольких местах в юго-восточной части интрузии можно наблюдать непосредственный контакт гнейсов с гнейсо-габбро-диоритом. Он всюду согласный, имеет простирание, близкое к меридиональному, и падение на запад под углом 30—50°. В контактирующем с гнейсами гнейсо-диорите здесь наблюдается кристаллизационная сланцеватость, которая располагается параллельно контакту и структуре вмещающих пород.

Северный контакт обнажен хорошо, и его почти целиком можно наблюдать непосредственно. В восточной его части гнейсы согласно контактируют с гнейсо-габбро-диоритом с простиранием СВ 290° и падением на ЮЗ под углом 50°. Гнейсо-габбро-диорит содержит в виде ксенолитов пропластки гнейсов, и кристаллизационная сланцеватость в нем параллельна простиранию толщи гнейсов. В центральной части северного контакта гнейсы контактируют с гранитом. Контакт здесь более пологий, также согласный. Простирание его близко к широтному, падение на юг, под углом 18—20°.

К северо-западу контакт, изгибаясь, приобретает меридиональное простирание с падением на запад под углом 40°, затем снова широтное. Кристаллизационная сланцеватость гнейсов всюду параллельна контакту. В местах крутого резкого изменения простирания контакта между гранитом и гнейсом в граните наблюдаются тупо оканчивающиеся языки гнейса.

В северо-западной части описываемой интрузии наблюдается секущий контакт: гранит рвет гнейсы.

Западный контакт обнажен лишь в северной своей части. Здесь встречено большое количество ксенолитов гнейсов в граните в форме пластообразных масс протяжением в 10—20 м или мелких ксенолитов размером в десятки сантиметров. В большинстве ксенолитов кристаллизационная сланцеватость располагается параллельно кристаллизационной сланцеватости вмещающих гнейсов, однако в ряде случаев ксенолиты переориентированы, и кристаллизационная сланцеватость в них располагается в случайных направлениях. Гнейсы в контакте с гранитами интенсивно мигматизированы, в них большое количество инъекционного материала, распределенного преимущественно послойно. В гнейсах часты мелкие плейки с осями, ориентированными в различных направлениях. Общее простирание западного контакта СЗ 330—350° с падением на восток под углом 20—30°, т. е. под интрузивное тело. Простирание гнейсов параллельно простиранию контакта.

Южный контакт интрузии сложный, но имеет в общем широтное простирание с падением 10—15° на север. Гнейсы согласно облекают интрузивное тело, которое здесь выклинивается, давая три небольших языка. Таким образом, контакты интрузивного тела с вмещающими породами преимущественно согласные, и лишь в отдельных участках наблюдаются секущие контакты. Контактные плоскости полого падают всюду под интрузивное тело.

Гнейсы, вмещающие интрузию, мигматизированы и образуют послойные мигматиты.

### Внутренняя структура интрузивного тела

Как указано выше, интрузивное тело Перяньями сложено гнейсо-габбро-диоритом, гнейсо-диоритом и гранитом.

Северо-западная часть интрузии сложена гранитом, юго-восточная — гнейсо-габбро-диоритом. Гнейсо-диорит слагает небольшие участки в той и другой части.

Все интрузивные породы (особенно гнейсо-габбро-диорит и гнейсо-диорит) метаморфизованы, так что в них сохранились лишь следы магматических структур.

Гнейсо-габбро-диорит представляет собой темнозеленую или черную среднезернистую породу с хорошо выраженной плоско-параллельной текстурой меридионального простирания и линейностью, выраженной ориентированным расположением вытянутых кристаллов роговой обманки. Эти текстуры в гнейсо-габбро-диорите параллельны контакту и меняют свое простирание в зависимости от изменения простирания плоскости контакта; в нем встречаются ксенолиты и пропластки гнейсов.

Гнейсо-габбро-диорит, помимо крупного восточного тела, контактирующего с гнейсами на востоке и гранитами на западе, слагает небольшое тело в центральной части интрузии, контактирующее с гранитом и гнейсо-диоритом. Здесь гнейсо-габбро-диорит обладает также плоско-параллельной текстурой с простиранием, близким к меридиональному, и падением на восток под углом 80°.

Более молодой породой является гнейсо-диорит, слагающий два небольших участка — в восточном габбро-диоритовом теле и в центре интрузии, контактируя в последнем случае с габбро-диоритом на западе и гранитом на востоке.

Гнейсо-диорит представляет собой среднезернистую породу, состоящую из плагиоклаза, роговой обманки и биотита, значительно более лейкократовую, чем габбро-диорит. В отдельных участках в гнейсо-диорите наблюдаются плоско-параллельные текстуры, выраженные ориентированным расположением пластинок биотита. В гнейсо-диорите встре-

чаются многочисленные мелкие ксенолиты гнейса, кристаллизационная сланцеватость которых располагается параллельно кристаллизационной сланцеватости гнейсов, контактирующих с гнейсо-диоритом. В контакте гнейсо-габбро-диорита с гнейсо-диоритом породы обычно блокированы и сцементированы пегматитовым материалом. Контакт южного тела гнейсо-диорита с гнейсо-габбро-диоритом резкий: гнейсо-диорит имеет плоско-параллельные текстуры в гнейсо-габбро-диорите. В гнейсо-диорите нередки ксенолиты гнейсо-габбро-диорита, они имеют различные размеры и форму.

В восточном контакте центрального тела гнейсо-диорита встречена эруптивная брекчия, состоящая из угловатых блоков гнейсо-габбро-диорита, сцементированных гнейсо-диоритом.

Гнейсо-диорит сечется большим количеством жилок инъекционного материала. В некоторых случаях контакты их с вмещающими гнейсо-диоритами резкие, четкие, в других случаях переход между инъекционным материалом и гнейсо-диоритом постепенный.

Самой молодой породой описываемого комплекса является гранит, содержащий ксенолиты сланца, гнейсо-габбро-диорита и гнейсо-диорита.

Гранит светлосерый, чаще массивный, иногда с хорошо выраженной плоско-параллельной текстурой и линейностью, выраженной ориентированным расположением шлиров породы, богатых биотитом, или нацело состоящих из него. Плоско-параллельные текстуры в граните ориентированы параллельно его контактам. Ксенолиты гнейсов в граните чрезвычайно многочисленны; они сильно мигматизированы и ориентированы в различных направлениях.

Контакты гранита с гнейсо-габбро-диоритом всегда резкие. Так, северный контакт центрального гнейсо-габбро-диоритового тела с гранитом резкий, крутой, простирание его СВ  $85^\circ$ , падение на юго-восток под углом  $65^\circ$ . В гнейсо-габбро-диорите установлено много пегматитовых жил, а в граните — большое количество блоков гнейсо-габбро-диорита и гнейсо-диорита.

Интересен контакт восточного гнейсо-диоритового тела с гранитом.

В южной части этого контакта встречена эруптивная брекчия, состоящая из блоков гнейсо-диорита в граните; в гнейсо-диорите наблюдаются плоско-параллельные текстуры, которые иногда располагаются согласно с контурами блоков, в других случаях секутся линией контуров. Плоско-параллельные текстуры в граните обтекают блоки гнейсо-диорита. Северная часть контакта смещена и имеет штрихи скольжения с падением на ЮЗ  $210^\circ$  под углом  $15^\circ$ . Контакты этих пород или резкие с падением контактной поверхности под гнейсо-диорит под углом  $40^\circ$  или с постепенным переходом; гнейсо-диорит пронизан большим количеством мелких пегматитовых жил.

Таким образом, возрастные соотношения описанных пород, слагающих интрузию Перья-нъеми, устанавливаются совершенно определенно: наиболее древней породой является гнейсо-габбро-диорит, следующей по возрасту гнейсо-диорит и, наконец, самой молодой — гранит, содержащий ксенолиты обеих предшествующих ему пород.

Многочисленные пегматитовые жилы секут вмещающие гнейсы и породы, слагающие интрузивное тело. Они обычно имеют небольшую мощность (15—40 см) и прослеживаются на расстояние в несколько метров. Некоторые из них представляют собой апофизы гранита, слагающего интрузию.

Диорит чрезвычайно насыщен пегматитовым материалом, образующим в нем многочисленные мелкие жилки различной ориентировки. Иногда пегматит слагает значительные участки в диорите. В граните часто встречаются небольшие штокообразные пегматитовые тела, достигающие 10—12 м в диаметре и содержащие турмалин и апатит.

Описанная интрузия является сложной и образована в три интрузивных фазы. Породы каждой последующей фазы образуют эруптивные брекчии с породами предшествующих фаз. Первая интрузивная фаза представлена гнейсо-габбро-диоритом, вторая — гнейсо-диоритом и последняя — гранитом.

### Малые интрузивные тела, связанные с главной интрузией

Западная часть интрузии Перя-ньеми, сложенная гранитом, по направлению к югу выклинивается и согласно обтекается гнейсами. В 70 м к югу от окончания гранитного тела по простиранию гнейсов в них встречен ряд мелких тел гранита линзовидной или изометрической формы длиной до 15 м и более. В южном контакте одного из гранитных тел (площадью 30—70 м) наблюдаются многочисленные втеки гнейсов в гранит; как и во всем массиве Перя-ньеми эти языки гнейса, тупо заканчивающиеся в граните, ориентированы в северо-восточном направлении. Такие втеки гнейсов отмечают собой начальную стадию в расчленении гранитного тела на более мелкие. В центре гранитного тела имеется пережим с втеками гнейсов в места пережима. В южном контакте в граните наблюдаются втеки гнейсов в виде узких полос, ориентированных согласно их кристаллизационной сланцеватости в северо-восточном направлении. Эти узкие полосы гнейса частично отделяют от гранита участки вытянутой формы. При продолжении этого процесса из описанного гранитного тела должны были бы образоваться четыре самостоятельных тела: северное, два небольших — западное и восточное и самое крупное — южное.

В 50 м к востоку от описанного южного гранитного тела в гнейсах залегает сильно вытянутое линзовидное тело гнейсо-диорита, аналогичного гнейсо-диориту главной интрузии Перя-ньеми. Он богат гранитным и пегматитовым материалом, жилы которого секут его в различных направлениях, и обладает кристаллизационной сланцеватостью, которая располагается параллельно контурам тела. В центре тела гнейсо-диорита имеется ясный пережим с втеками гнейсов в него. Таким образом, пластовое тело гнейсо-диорита имеет все характерные черты будины.

В 20 м к востоку от этого тела в гнейсах встречено линзовидное тело, сложенное гнейсо-габбро-диоритом. Оно также вытянуто в меридиональном направлении и согласно обтекается гнейсами. Все описанные мелкие тела вытянуты в меридиональном или близком к нему направлении, все они представляют собой пластовые тела, согласно обтекаемые гнейсами. Для них характерно наличие пережимов с втеками гнейсов, ведущими к постепенному расчленению интрузивного тела. Породы, слагающие малые тела, аналогичны интрузии Перя-ньеми. Можно думать, что они представляют собой будины крупного интрузивного тела. Подтверждением этого являются описанные выше характерные формы этих тел и тождественность слагающих их пород с породами интрузии Перя-ньеми.

### Петрографическое описание пород

Вмещающие породы. Вмещающие породы представлены биотитовыми гнейсами и реже сланцами. Среди них можно различать мигматизированные и немигматизированные разновидности. Наиболее распространенными породами являются биотитовые гнейсы с гранобластической структурой; они состоят из плагиоклаза, кварца и биотита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен и апатит. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, сдвойникованным по альбитовому закону, и образует изометрические зерна или порфиробласты, выделяющиеся по своим размерам на общем фоне равномернозернистой гранобластической массы и переполненные многочисленными мелкими зернами кварца.

Мигматизированные разности биотитовых гнейсов, помимо минералов, перечисленных выше, содержат новообразованный микроклин и повышенное количество кварца. Слюдяные сланцы в качестве вмещающих пород значительно менее распространены. Они состоят из биотита и кварца и обладают лепидобластической структурой.

При изучении шлифов ксенолитов гнейсов в граните обнаружено, что в них широко развиты процессы кварцевого метасоматоза. Кварц, развиваясь здесь в значительном количестве, замещает плагиоклаз и биотит; некоторые участки породы почти целиком сложены кварцем, в котором располагаются остатки зерен плагиоклаза и биотита.

#### Породы, слагающие интрузию

##### *Гнейсо-габбродиориты (I) и полевошпатовые амфиболиты (II)*

К этой группе относятся породы, состоящие из плагиоклаза, содержащего 33—40% анортитовой молекулы, роговой обманки, небольшого количества биотита и апатита.

В настоящее время эти породы перекристаллизованы и представлены во многих участках полевошпатовыми амфиболитами, однако иногда они сохраняют следы магматической структуры. Структура пород гранобластическая. Количественные соотношения минералов таковы (в весовых %):

|                                | I      | II     |
|--------------------------------|--------|--------|
| Плагиоклаз . . . . .           | 38,50  | 31,1   |
| Роговая обманка . . . . .      | 36,0   | 51,4   |
| Биотит . . . . .               | 24,6   | 17,5   |
| Акцессорные минералы . . . . . | 0,9    | —      |
|                                | 100,00 | 100,00 |

Плагиоклаз представлен андезином, содержащим 33—40%, чаще 35—38% анортитовой молекулы. Как правило, он зональный, причем ядро содержит 40%, а кайма 30—33% анортита. В ряде шлифов среди равномернозернистой гранобластической массы встречаются более крупные, зональные, хорошо образованные кристаллы плагиоклаза, не содержащие включений. Они, повидимому, представляют собой реликты первичной магматической структуры.

Обыкновенная роговая обманка образует изометрические и призматические зерна различной величины, распределенные неравномерно в породе и образующие гломеробластические скопления.

Биотит частью замещает амфибол, частью образует крупные самостоятельные таблицы.

##### *Гнейсо-диориты*

Так же как и породы описанной выше группы, метаморфизованные гнейсо-диориты являются перекристаллизованными породами, сохранившими лишь следы магматической структуры. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита, роговой обманки и кварца.

По содержанию темноцветных минералов эти породы можно разделить на биотитовые и амфибол-биотитовые.

Количественные соотношения минералов в биотитовых гнейсо-диоритах следующие (в весовых %):

|                                |      |                     |        |
|--------------------------------|------|---------------------|--------|
| Плагиоклаз (№ 22—25) . . . . . | 58,6 | Кварц . . . . .     | 4,9    |
| Биотит . . . . .               | 33,3 | Микроклин . . . . . | 0,8    |
|                                |      |                     | 100,00 |

Встречаются крупные частично идиоморфные зональные кристаллы плагиоклаза. В биотите часто по спайности наблюдаются цепочки мелких зерен сфена.

### Амфибол-биотитовые гнейсо-диориты

Эти породы характеризуются присутствием как амфибола, так и биотита.

Количественно-минералогический состав этих пород следующий (в весовых %):

|                                |      |                  |        |
|--------------------------------|------|------------------|--------|
| Плагиоклаз (№ 23—25) . . . . . | 53,6 | Биотит . . . . . | 38,5   |
| Амфибол . . . . .              | 7,0  | Кварц . . . . .  | 0,9    |
|                                |      |                  | 100,00 |

Амфибол присутствует в меньшем количестве, чем биотит. Он образует зерна неправильной формы, реже призматические. В породе нередко присутствует значительное количество сфена, зерна которого располагаются по трещинам спайности в биотите или на границе биотита и амфибола.

Гнейсо-диориты пропитаны иногда значительным количеством гранитного материала. Их мигматизированные разности отличаются отсутствием роговой обманки и повышенным содержанием кварца, заполняющим углубления в плагиоклазе. Структура таких пород изменена вследствие имевших место процессов замещения.

Таким образом, в мигматизированных гнейсо-диоритах мы наблюдаем развитие процесса кварцевого метасоматоза. Новообразований микроклина здесь не наблюдается; это, вероятно, объясняется тем обстоятельством, что мигматизирующий гранит содержит малое количество микроклина и привносимый калий идет на образование биотита.

### Граниты

Граниты представляют собой мелко- до среднезернистых белые и светлосерые породы, чаще с массивной текстурой и гранобластической структурой. Нередко в них наблюдается линейность; плоско-параллельное расположение агрегатов биотита вызывает возникновение в породе параллельной текстуры, которая особенно хорошо выражена в контактах.

Количественно-минералогический состав гранитов следующий (в весовых %):

|                                |      |      |                  |        |        |
|--------------------------------|------|------|------------------|--------|--------|
| Плагиоклаз (№ 20—21) . . . . . | 36,3 | 36,5 | Кварц . . . . .  | 20,5   | 19,2   |
| Микроклин . . . . .            | 31,9 | 27,3 | Биотит . . . . . | 11,3   | 17,0   |
|                                |      |      |                  | 100,00 | 100,00 |

Микроклин образует небольшие участки внутри зерен плагиоклаза. В местах соприкосновения плагиоклаза и микроклина в плагиоклазе появляется альбитовая кайма.

Контактные изменения интрузивных пород невелики. Иногда в контакте они милонитизированы и превращены в бластомилониты. Гранит в контакте с гнейсо-габбро-диоритом сильно обогащен биотитом и лишен или почти лишен калиевого полевого шпата. Около пегматитовых жил в граните появляется мусковит.

### Жильные породы

Жильными породами, связанными с интрузией, являются диорит-порфиры и пегматиты. Первые имеют незначительное распространение и мощность; большим распространением пользуются пегматиты.

Как уже сказано выше, пегматиты образуют жилы различной мощности, залегающие как в гнейсах, так и в интрузивных породах, и штокообразные тела в гранитах.

Минералогический состав пегматитов: олигоклаз, микроклин, биотит, мусковит, кварц, турмалин и апатит.

Таким образом, интрузивное тело Перя-ньями представлено метаморфизованными магматическими породами. Они перекристаллизованы, вероятно, без существенного изменения состава.

Подсчеты количественно-минералогического состава этих пород показали, что их состав закономерно изменяется от более основных разностей к кислым. Изменение состава происходит следующим образом: уменьшается количество темноцветных компонентов и вместе с этим увеличивается количество полевого шпата и порода становится более кислой. В кислых разностях появляется калиевый полевой шпат. С уменьшением общего количества темноцветных минералов, представленных роговой обманкой и биотитом, изменяется и соотношение между этими двумя минералами. Если в основных разностях роговая обманка сильно преобладает, то в кислых количество ее уменьшается, уступая место биотиту, а в гранитах она совсем отсутствует.

Породы, названные нами гнейсо-габбро-диоритами, образовались за счет средних или основных пород типа габбро-диоритов, гнейсо-диориты возникли за счет более кислых пород.

Мигматизированные разности интрузивных пород Перя-ньями отличаются от их немигматизированных разностей повышенным содержанием кварца и своими структурами, свидетельствующими об имевшем место процессах замещения.

Для того чтобы показать нагляднее форму интрузии Перя-ньями, нами составлена блок-диаграмма в масштабе 1 : 1000 (рис. 2).

На карте были выбраны направления структурных профилей, наиболее полно отображающих структуру массива; их направление ЮВ  $168^\circ$ . По этим направлениям и перпендикулярно к ним вся площадь была разбита на блоки, раздвинутые относительно друг друга на 20 м. Так как на рельефе закартированной площади имеют место значительные относительные превышения, высота блоков сделана различной. За исходный принят уровень пониженных участков массива; площади, имеющие большую высоту, изображены в масштабе соответственно более высокими ступенчатыми блоками.

Направление взгляда выбрано с СВ под углом  $45^\circ$  для того, чтобы были хорошо видны продольные и поперечные разрезы. Северный контакт интрузивного тела иллюстрируется поперечными и продольными разрезами на блоках 1, 2, 3 и 4. Здесь можно видеть как согласные в общем контакты интрузива с гнейсами, так и секущие контакты на некоторых участках. Интрузивное тело выклинивается как по простиранию, так и на глубину.

Как видно из поперечных разрезов ряда блоков (3, 5, 6, 7, 8, 9, 13, 15), гранит выклинивается на глубине и представляет собой плоское чашеобразное тело с пологими контактами. Что касается внутренней структуры центральной части интрузии, изображенной на блоках 9, 10, 13 и 14, то структурные соотношения здесь не совсем ясны, однако можно видеть, что гнейсо-габбро-диорит образует плоское тело с пологими контактами, залегающее на граните.

Тело гнейсо-диорита имеет более крутые контакты (до  $65^\circ$ ), но, судя по непосредственно наблюдавшимся продольным и поперечным разрезам, также выклинивается на глубину.

Повидимому, мы имеем здесь крупные блоки гнейсо-габбро-диорита и гнейсо-диорита, отделенные от главного интрузивного тела при внедрении гранита.

Контакт восточного гнейсо-габбро-диоритового тела с гранитом изображен на блоках 12, 13, 17. Как видно из поперечных разрезов, на этих блоках контактная поверхность падает под гранит. Блок 13-й показывает нижнюю поверхность интрузии (разрез наблюдался непосредственно); здесь еще раз можно убедиться, что интрузивное тело имеет чашеобразную форму с пологими контактами.

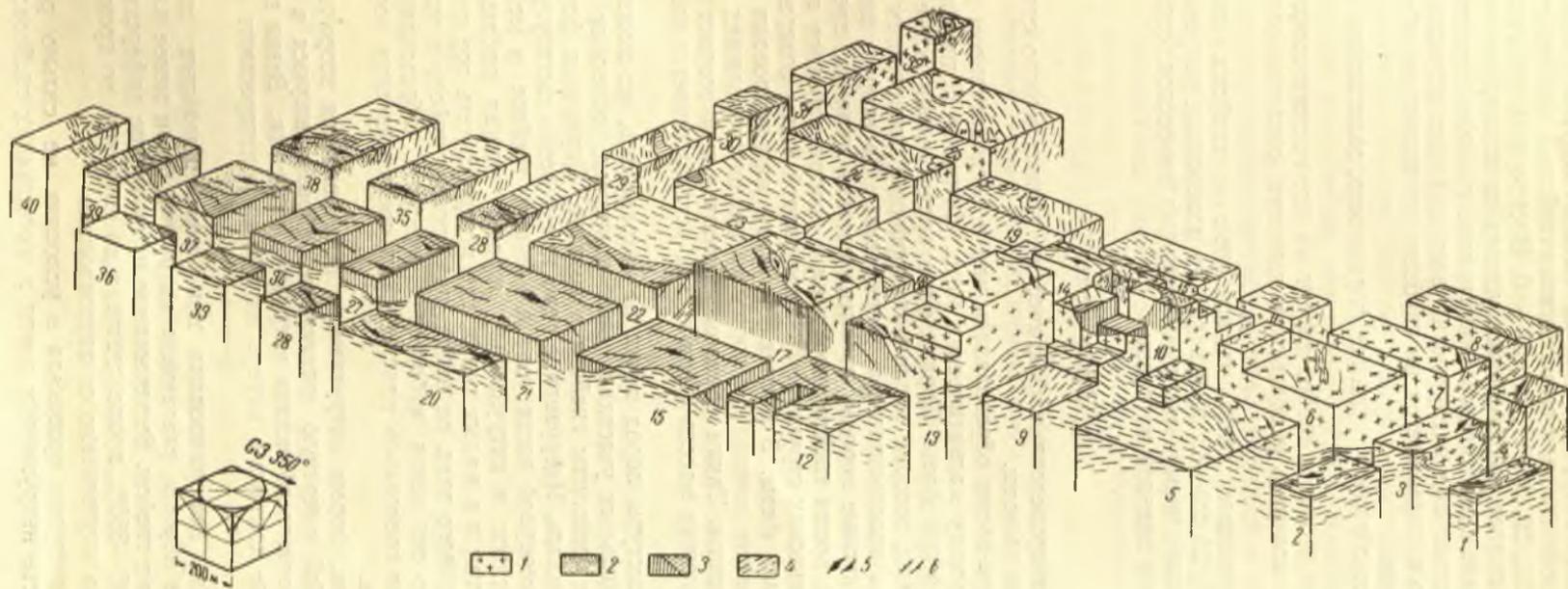


Рис. 2. Блок-диаграмма интрузии Перья-нъеми

1—гранит; 2—гнейсо-диорит; 3—гнейсо-габбро-диорит; 4—сланцы; 5—плоско-параллельные текстуры; 6—кристаллизационная сланцеватость

Восточная часть интрузии сложена гнейсо-габбро-диоритом и гнейсо-диоритом, а ее контакты с вмещающими гнейсами изображены на блоках 16, 17, 20, 21, 22, 26, 27, 28, 33—40. Восточная контактная поверхность интрузии падает под пологими углами на запад, под гнейсо-габбро-диорит. В западном контакте простирается гнейсов параллельно контакту, и они падают под интрузию на восток. Таким образом, и здесь интрузия быстро выклинивается на глубине, представляет собой плоское чашеобразное тело.

Гнейсо-диорит образует такой же формы тело, залегающее на гнейсо-габбро-диорите.

Гнейсо-габбро-диорит и гнейсо-диорит на юго-востоке выклиниваются (блоки 39—40), кончаясь несколькими языками, согласно облекаемыми гнейсами.

Малые интрузивные тела, заключенные в гнейсах, изображены на блоках 19, 24, 25, 29—32. Как видно на поперечных разрезах, все эти тела являются пластовыми, полого падающими на восток, согласно с западным контактом главной интрузии.

### Заключение

На основании приведенных фактических данных можно сделать следующие основные выводы.

Интрузия Перя-ньеми образовалась при последовательном внедрении различных по составу магматических масс. Интрузия является сложной и образовалась в три фазы. Первая фаза представлена основными или средними породами, которые после метаморфизма превращены в гнейсо-габбро-диориты и полевошпатовые амфиболиты. Во вторую фазу интродировали более кислые породы, вероятно состава диорита, представленные в настоящее время гнейсо-диоритами с сохранившимися иногда реликтами магматических структур. Породы второй фазы содержат ксенолиты пород первой фазы. В последнюю фазу интродировали граниты; они дают эруптивные контакты с породами предшествовавших фаз и содержат их ксенолиты. Таким образом, относительный возраст интрузивных пород, слагающих массив Перя-ньеми, устанавливается вполне определенно.

Первичные текстуры пород почти не сохранились, их можно наблюдать лишь в отдельных участках; они, например, обтекают различно ориентированные ксенолиты гнейсов в граните. Первичная форма тела также не сохранилась. Интрузивное тело имеет резко вытянутую форму с пережимом в северной части тела и втеками гнейсов в места пережима. Втеки гнейсов в интрузивные породы можно наблюдать как в крупном теле, так и в малых телах, где можно видеть все стадии расчленения интрузивного тела, от небольших втеков гнейсов в места пережима до полного отделения небольших участков. Образование втеков гнейсов позволяет говорить о пластическом состоянии этих пород в период деформации.

Таким образом, форма интрузивного тела является вторичной. Тело представляет собой «мертвую интрузию», образовавшуюся в процессе будинажа и согласного обтекания интрузива гнейсами. Втеки последних и пологое падение контактов внутрь интрузива подтверждают это представление.

Интрузия была деформирована при дифференциальных движениях в условиях, когда породы, слагающие интрузию, были менее пластичны, чем вмещающие их гнейсы. Выдержанное направление дифференциальных движений (СЗ 340—350°), происходивших до интрузии, во время и после интрузии, вызвало внутреннюю ее анизотропию.

Деформация интрузии протекала в условиях не сильно различающейся пластичности интрузивных пород и вмещающих гнейсов; об этом

свидетельствуют формы нормального и линзового будинажа. Примерно одинаковая пластичность масс могла иметь место в том случае, когда породы, интродуцировавшие в гнейсы ладожской формации, еще не были полностью консолидированы, гнейсы же находились в пластическом состоянии. Таким образом, направления текстур, образовавшихся под влиянием дифференциальных движений в интрузивном теле, породы которого находились в пластическом состоянии, должны были совпадать с направлениями первичных текстур. Поэтому весьма вероятно, что плоско-параллельные текстуры интрузивных пород Перя-ньеми, являющиеся в большинстве случаев вторичными, совпадают с существовавшими здесь первичными текстурами.

Следовательно, интрузия Перя-ньеми, представлявшая собой первоначально пластовое полого-залегающее тело, является в настоящее время деформированной в период дифференциальных движений частью интрузивного тела («мертвой интрузией»). По классификации, предложенной акад. А. А. Полкановым<sup>1</sup>, она относится к «мертвым» интрузиям, возникшим при кинематике рамы, продолжающейся после окончания магматической деятельности или формирования интрузивного тела либо возникшей в более молодую геологическую эпоху.

---

<sup>1</sup> Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Труды юбилейной сессии Лен. гос. университета.

Г. С. БИСКЭ

## О КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЛЕДНИКА В КАРЕЛИИ

Настоящая статья написана на основании пятилетних наблюдений, проведенных автором на территории западных районов КФССР, а также на основании использования опубликованного и фондового материала, касающегося краевых образований ледника вообще и конечных морен Сальпауссельке в частности.

### Что понимать под «конечной мореной»

Процесс образования конечных морен древнего материкового оледенения был недоступен для непосредственного наблюдения, и предположения о способе их формирования строились на основании изучения современных ледников, главным образом горных. Поэтому и наименования ряда форм, образовавшихся в результате четвертичного материкового оледенения, были заимствованы из терминологии, возникшей на основании изучения форм рельефа, присущих горному оледенению.

Не останавливаясь на историко-хронологическом обзоре возникновения термина «конечная морена», так как это не является в настоящее время нашей прямой задачей, проследим, что принято подразумевать под этим наименованием.

По определению И. С. Шукина [21], под конечной мореной следует понимать скопление моренного материала, особенно значительное там, где конец ледника задерживался на более продолжительное время. Конечная морена горного ледника имеет вид поперечного дугообразного вала, обращенного выпуклостью вниз по долине. Вал образуется за счет сноса к нижнему концу ледника заключенного в его теле материала.

С. В. Калесник [14] в своем учебнике «Общая гляциология» пишет: «Весь моренный материал ледник переносит к своему концу и вследствие таяния льда нагромождает здесь в виде вала, ориентированного поперек долины, — это конечная, или фронтальная морена. Аналогичная морена, отложившаяся по краю ледниковых щитов, носит название краевой»

Необходимым условием формирования конечной морены С. В. Калесник считает длительное стационарное положение конца ледника. В случае наступания ледник передвигает свою конечную морену перед собой, и тогда образуется морена напора.

К. К. Марков [18] дает следующее представление об образовании конечных морен. По его мнению, в случае приостановки в процессе таяния ледника моренный материал отлагается у его края все в одной и той же полосе. Образуется вал «конечной морены накопления»,

размер которого тем больше, чем длительнее остановка. Как пример классических конечных морен приводятся гряды Сальпауссельке.

Таким образом, указанные исследователи, сделавшие свои обобщения как на основе литературного материала по ледникам, так и в результате личных наблюдений над современными горными ледниками (Марков, 1937 г.; Калесник, 1934, 1935, 1937 гг.), приходят к выводу о том, что конечные морены являются результатом длительной остановки или даже подвижки активного ледника, в котором лед продолжает свое поступательное движение, вследствие чего заключенный в нем материал непрерывно сносится к ледниковому краю, где и отлагается в виде полос или гряд. Это положение безусловно правильно в том случае, когда мы имеем дело с горными ледниками или с активным льдом. Но за последнее время, приблизительно с 1925 г., вопреки утверждению скандинавских ученых, полагавших, что ледниковая толща была едина, монолитна и сохраняла способность движения вплоть до окончательного стаяния ледникового покрова, исследователями выдвигается новая теория.

Рядом авторов (Флинт, Вольдштедтом, Бюловым и др.) было высказано предположение, что в процессе таяния периферические части ледникового покрова утоньшались, теряли способность к движению и превращались в мертвый лед, полоса которого располагалась перед краем активного ледника. Этот мертвый лед был разбит трещинами, распадался на отдельные глыбы, засыпался осадками и таял постепенно. Флинт даже предложил заменить термин «отступление ледника» более соответствующими существу явления словами: «таяние», «отмирание», «распад». За последнее десятилетие эта теория, подкрепленная результатами многочисленных наблюдений над современными как горными, так и покровными ледниками (Марков, Флинт, Альманн, Маннерфельт), получает все большее развитие.

Еще в 1934 г. Н. Н. Соколов [20] высказал предположение о том, что конечные морены далеко не всегда образуются у самого края ледника и что на равнинах они расположены «не в виде отдельных цепей, а в виде полос аккумулятивных ледниковых форм, среди которых большую роль играют перигляциальные формы мертвого льда: участки зандров с донной мореной и безвалунной глиной, озы, камы, узкие ложбины и т. д.».

Каковы же должны быть конечные морены, созданные четвертичным материковым оледенением, как они образовались и что вообще следует понимать под термином «конечная морена»?

Из всего вышесказанного можно сделать заключение, что в том случае, когда ледник таял с сохранением непрерывного края, т. е. в активном состоянии, или когда край ледника продвигался вперед, образованные им конечные морены должны были, в общем, следовать за конфигурацией ледникового края и иметь форму гряд или непрерывных полос аккумулятивных образований, в которых значительное место должны занимать несортированные моренные отложения. Когда же от края ледника в процессе его таяния отделяются глыбы льда, теряющие связь с основной областью питания и в силу этого становящиеся мертвыми, конечные морены должны быть представлены в виде отдельных разобщенных полос ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм: озов, зандров, камов, моренных площадок и т. п.

Следует ли в этом случае называть указанные формы «конечными моренами»?

По литологическому составу слагающих их отложений, по очертаниям и способу происхождения эти формы не имеют ничего общего с моренами. Нам кажется, что комплекс форм такого рода было бы более правильным называть не «конечными моренами», а «краевыми образованиями», оставив термин «конечные морены» для конечноморенных гряд или морен напора.

## Конечные морены Сальпауссельке

Конечные морены Фенноскандинавского ледникового щита, отмечающие остановки его края, тянутся в виде последовательно расположенных полос. Их образование связано с непрерывным краем отступающего ледника, и в большинстве случаев они представляют собой гряды. Наиболее четкие из этих образований — гряды Сальпауссельке I и Сальпауссельке II, протягивающиеся к северу от Финского залива на территории Южной Финляндии, с давних пор привлекали к себе внимание исследователей. Еще в 1875 г. Уииком [28] была замечена разница в отложениях северной и южной сторон гряды Сальпауссельке I. На основании проведенного исследования отложений, слагающих эту гряду, Уиик высказал мысль, что это, повидимому, конечноморенное образование.

В 1889—1890 гг. Седерхольм и Фростерус, а в начале XX столетия Бергхелль и Розберг пришли к выводу, что гряды I и II Сальпауссельке были отложены в стоячей воде приледникового бассейна и являются маргинальными моренами. По Де-Гееру [24], такие образования формируются во время длительной остановки ледника. Материал, выносимый подледниковыми реками, отлагается у края льда и образует дельту. В результате соединения таких дельт возникает маргинальная терраса, сложенная окатанным речным материалом, но являющаяся тем не менее конечной мореной.

Обе гряды Сальпауссельке подверглись детальному обследованию, и по вопросу о способе их образования возник ряд разногласий между финскими геологами. Ю. Лейвиске [25], например, совершенно отвергал дельтовую теорию Де-Геера и утверждал, что хотя гряды Сальпауссельке и образовались у края материкового льда в период его длительной остановки, подледниковые реки в их формировании никакой роли не играли.

Трудность изучения внутреннего строения гряд Сальпауссельке усугублялась тем обстоятельством, что почти нигде не было разрезов этих образований и только в 1930 г. после постройки железной дороги от Лахти до Хейнола Бреннеру и Таннеру [23] удалось исследовать свежие разрезы у Лахти, на основании чего они пришли к выводу, что материал, составляющий гряду Сальпауссельке I, был перенесен к месту отложения и в виде морены и в виде слегка отсортированного песка и гравия. В процессе таяния ледника весь принесенный материал отложился у его края под водой приледникового бассейна. Дельтовые образования в настоящем смысле слова ими обнаружены не были.

Таким образом, в результате многолетних исследований гряд Сальпауссельке на территории Финляндии все геологи пришли к заключению, что это безусловно конечные морены. Разногласия возникли только по вопросу о способе их формирования.

## Краевые образования в Карелии

Наличие столь ясно выраженных конечноморенных образований в соседней с Карелией Финляндии навело ученых на мысль о том, что продолжение этих гряд должно иметь место и на территории Карелии.

Изучение конечных морен в Карелии было начато А. А. Иностранцевым [11, 12, 13] еще в 70-х годах прошлого столетия, а затем продолжено И. Розбергом [26, 27]. Последний посетил районы Западной Карелии со специальной целью проследить продолжение конечных морен Сальпауссельке на этой территории. Его весьма беглые наблюдения, в силу малой еще тогда изученности рельефа Карелии, легли в основу всех последующих исследований карельских краевых образований. Как видно из литературы, в более поздних работах Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской, М. А. Лавровой и других устанавливается наличие на территории Карелии конечноморенных гряд, являющихся продолжением гряд Сальпауссельке.

Так, Б. Ф. Земляков [9], занимавшийся съемкой четвертичных отложений 39-го листа десятиверстной карты Советского Союза, летом 1934 г. установил, что внешняя, или I Сальпауссельке переходит из Финляндии на территорию Карелии в районе хут. Шеверки и оз. Мотко, откуда хорошо прослеживается до высот Сойна-горы. Здесь Сальпауссельке разбивается выходами коренных пород на ряд слабо выраженных бугров и вновь отчетливо обнаруживается в районе Гимольского озера. Гора Вотта-вара, являющаяся наивысшей точкой этой местности, прерывает правильные очертания конечноморенной гряды, которая вновь обнаруживается в районе оз. Н. Меча.

«Далее к востоку, — пишет Земляков, — следы внешней Сальпауссельке прослеживаются на западном берегу Унотозера. Еще более мощное развитие она получает в районе Маслозера, Чия-Салмы и Самсоновой горы и, наконец, на западном берегу оз. Ондозера, после чего всякие следы конечноморенных образований в восточном направлении пропадают, хотя обширная заболоченная низина Выгозера и не могла представить какого-либо препятствия к отложению здесь цепей конечных морен».

Восточнее Выгозера Б. Ф. Земляков, А. А. Иностранцев и В. Рамсей отмечали хорошо выраженный конечноморенный ландшафт. А. А. Иностранцев и В. Рамсей указывали на продолжение этой цепи конечных морен на Соловецкие острова. И. Розберг протягивал конечные морены через Соловецкие острова дальше на север.

М. А. Лаврова [15, 16] считает, что Онежский залив и южный берег Двинского залива Белого моря окаймлены конечными моренами, которые местами сменяются холмисто-моренным ландшафтом. На западе эти формы были прослежены до р. Кушереки, а далее, в виде небольших сильно размытых участков, — до Сумской конечной морены, на основании чего М. А. Лаврова заключает, что конечные морены Онежского и Двинского заливов являются продолжением внешней зоны Сальпауссельке.

В 1946 г. по заданию Ленинградского, ныне Северо-Западного, геологического управления нам пришлось заниматься съемкой четвертичных отложений западной части Куркийокского и Сортавальского районов (масштаб 1 : 200 000) [3]. В 1948 г. Карело-Финским филиалом Академии наук СССР было организовано комплексное изучение Западной Карелии, и нам было поручено составить карту четвертичных отложений и геоморфологическую карту масштаба 1 : 500 000 Суоярвского, Петровского, Ругозерского, Калевальского и Кестеньгского районов Карело-Финской ССР. Указанная территория была исследована как путем наземного маршрутного пересечения, так и путем аэровизуальных наблюдений. Данные, собранные нами в течение этих четырехлетних работ, позволяют внести некоторые коррективы в прежние представления о краевых образованиях Карелии.

Прежде всего остановимся на формах, которые, несомненно, являются непосредственным продолжением конечноморенной гряды Сальпауссельке I.

В северо-западной части Куркийокского и Сортавальского районов вдоль государственной границы тянется полоса аккумулятивных ледниковых образований, которые являются генетическим и морфологическим продолжением внешней Сальпауссельке и были в свое время детально изучены и описаны финскими геологами. Не имея возможности судить, правы ли финские геологи в своих предположениях о способе формирования той части внешней зоны Сальпауссельке, которая находится на территории Финляндии, в настоящее время мы можем иметь собственное представление об условиях образования северо-восточного продолжения ее на участке от ст. Яаккима до г. Вяртсиля.

Развитые здесь краевые образования не представляют такой цельной гряды, как на финском участке Сальпауссельке I, а являются комплексом различных аккумулятивных форм: озов, моренных холмов, флювиогляциальных дельт, а также моренных и песчано-гравийно-галечных гряд. В расположении этих форм нельзя подметить какой-либо закономерности: нередко одни формы налегают на другие или встречаются в непосредственном контакте друг с другом. Очевидно, что вся совокупность форм представляет собой краевые образования, но называть эту гряду «маргинальной дельтой», как это делают финские исследователи по отношению к ее южной части, нет оснований.

Процесс образования этого краевого комплекса на участке от ст. Якима до г. Вяртсиля можно представить себе в следующем виде: нагромождения ледникового материала происходило на суше, но в условиях сильного обводнения: моренный материал сгружался беспорядочно, иногда перемывался тальми водами, и тогда отложения приобретали слоистость. Когда же перемывания не происходило, формировались гряды и холмы, сложенные несортированным материалом. В процессе формирования конечноморенного комплекса край ледника, видимо, перемещался в ту и другую стороны, о чем свидетельствует наличие складок в слоях—следы напора со стороны ледника, а также форм типа камов, образование которых обычно связано с мертвым льдом. В результате таяния небольших глыб льда, отчленившихся от ледника, в отложениях формировались воронки.

По мере движения на северо-восток краевые образования все чаще прерываются выходами коренных пород, а также заболоченными равнинными участками, и севернее г. Вяртсиля на нашей территории уже не наблюдается таких четко выраженных форм, которые уверенно можно было бы принять за непосредственное продолжение внешней Сальпауссельке.

На листах ДЗ и Д2 карты грунтов масштаба 1 : 400 000, составленных Х. Бергхеллем [22] в 1903 г. и охватывающих область развития северо-восточной половины внешней и внутренней Сальпауссельке, совершенно очевидно, что эти гряды на участке несколько севернее г. Вяртсиля резко поворачивают на северо-северо-запад, где также теряют четкие очертания и прослеживаются в виде нешироких полос песчано-гравийно-галечного материала. На территории Карелии восточнее этих гряд также наблюдаются лишь длинные узкие полосы песчано-гравийно-галечного материала, ориентированные на северо-запад и разделенные широкими участками морены и заболоченными пространствами.

В 1948 г., картируя четвертичные отложения Суоярвского и Петровского районов [4], мы обращали специальное внимание на те формы рельефа, которые хотя бы в какой-нибудь степени могли быть связаны с конечноморенными образованиями Сальпауссельке. На площади от широты г. Суоярви на юге до Гимольского озера на севере нами были обнаружены только отдельные участки развития камов и озы, расположенные без видимой взаимосвязи и, как правило, ориентированные с северо-запада на юго-восток; причем наибольшее количество озов наблюдалось в районе д. Корписелькя, что, вероятно, связано с близостью этой местности к северо-восточному окончанию Сальпауссельке I. По мере продвижения на северо-восток количество озов уменьшается, и, например, в районе дороги из Суоярви на Поросозеро, т. е. на протяжении 80 км, было отмечено всего два оза. Рельеф местности здесь в основном обусловлен рельефом коренных пород (преимущественно кварцитов), перекрытых плащом морены.

При рассмотрении геоморфологической карты и карты четвертичных отложений, составленных в 1949 г. геологом 5-го геологического управления Е. В. Гошкевич в масштабе 1 : 200 000 для северной части Петровского района и аналогичных карт того же масштаба, составленных

в 1946—1947 гг. сотрудниками Северо-Западного геологического управления под общим руководством Н. И. Апухтина для западной части Центральной Карелии, мы можем констатировать следующее: от государственной границы до оз. Шаверки сплошной плащ морены нарушается лишь редкими пятнами флювиогляциальных отложений (слагающих «слабо волнистую равнину») и несколькими короткими озами, вытянутыми с северо-запада на юго-восток. К юго-востоку от оз. Мотко вплоть до Гимольского озера тянется обширное понижение, выполненное флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. С северо-востока и юго-запада указанная ложбина ограничена местностью, рельеф которой обусловлен рельефом коренных пород. Выходы последних на поверхность отмечаются во многих местах участка.

Возвышенности в районе Гимольского озера также сложены коренными породами, покрытыми мореной или частично обнаженными. Само озеро окружено обширной озерной равниной. Между Гимольским озером и Маслозером преимущественным развитием также пользуются гряды коренных пород, обширные площади сложены мореной, узкими полосами тянутся озы и изредка встречаются участки развития камов. Такого же типа рельеф наблюдается к северо-западу от Маслозера с той только разницей, что аккумулятивные водно-ледниковые образования встречаются реже, а преобладают гряды, сложенные коренными породами, и только между Маслозером и Ондозером широко развиты камы и длинные озовые гряды. Однако и в этом случае рельеф местности в основном определяется рельефом коренных пород, и большая часть площади сложена мореной, облекающей и нивелирующей неровности последнего.

Как видно из вышесказанного, данные, полученные в результате таких детальнейших исследований, как съемка масштаба 1 : 200 000, а также наши наблюдения, проведенные в этом районе в 1948 и 1950 гг., не подтвердили мнения Розберга и Землякова о наличии на территории центральной части Карелии продолжения внешней Сальпауссельке. Более того, мы не могли отметить даже той последовательности форм рельефа, которую можно было бы отнести к краевым образованиям мертвого льда. Отдельные участки камов и единичные озы, развитые в ряде мест на исследованной территории, далеко не достаточны для установления здесь краевого комплекса, отмечающего остановку в таянии ледникового покрова.

Таким образом, новыми материалами, собранными в послевоенный период 1945—1950 гг., опровергается наличие на территории Центральной Карелии продолжения конечноморенной гряды Сальпауссельке I.

По И. Розбергу [26, 27], конечноморенная гряда Сальпауссельке II, или внутренняя Сальпауссельке, переходит на территорию Карелии в районе с. Лендеры. Б. Ф. Земляков [9] затрудняется указать точно место, где следует искать продолжения этой гряды, так как она здесь оказывается сильно раздробленной и мало характерной вследствие большой расчлененности рельефа коренных пород и обилия обнаженных участков последних. «Возможно, — пишет Земляков, — границу ее нужно сдвинуть к северу, в район Ребольского озера (Лексозера.—Г. Б.), к югу от с. Реболы. Мощное же развитие она получает лишь около Муезера, откуда прослеживается без перерыва до Тикшозера, Марья-вары, Андроной Горы и Ругозера, где она уклоняется к северу».

По описанию Землякова, прослеженные им конечноморенные образования представляют собой цепи возвышенностей высотой в 25—40 м над окружающей местностью, сложенные скоплениями валунно-галечного песка. Местами конечноморенные образования переходят в камовые, сложенные чистыми мелкими песками с содержанием валунного материала. Дальнейшее продолжение Сальпауссельке II отмечается И. М. Покровской [19] к северу от Ругозера, откуда гряда идет к оз. Нюк

и далее к оз. Нижнее Куйто, окаймляя последнее с востока. На этом отрезке внутренняя Сальпауссельке представлена комплексом ледниковых аккумулятивных образований: озами, камами, моренными грядами, зандрами, дельтами и т. п.

В. А. Дементьев [8] наблюдал конечные морены близ устья р. Чирка-Кемь, между селами Чирка-Кемь и Келла-Гора, откуда они тянутся к деревням Сапосалма и Гайколя и далее на север, к восточному берегу Топозера. Морфологические особенности конечных морен, по Дементьеву определяются характером рельефа коренных пород: в зависимости от последнего, они имеют то вид холмов «неопределенной формы», то дугообразных гряд, вытянутых преимущественно с севера на юг, то встречаются в виде скоплений крупных бугров-холмиков без видимой ориентировки, то, наконец, в виде площадок и даже небольших впадин, если моренный материал отлагался в низине и количество его оказывалось недостаточным для заполнения понижения.

Во время наших исследований западной части Ругозерского района [6] особенно внимательно изучались те формы, которые можно было бы связать с конечноморенными образованиями, а также участки возможного протяжения Сальпауссельке II, указанные И. Розбергом и Б. Ф. Земляковым. Выяснилось, что район к югу от с. Реболы следует исключить, так как вся территория к западу от Лексозера вплоть до государственной границы сложена коренными породами, перекрытыми слоем морены средней мощностью 10—20 м. Лексозеро и ряд других крупных озер этой части Ругозерского района окружены широкой полосой озерных отложений, и только в районе Колвасозера и далее на северо-запад наблюдается небольшой участок развития флювиогляциальных отложений, слагающих невысокие холмы и гряды.

Район с. Лендеры представляет несколько больший интерес. Западная половина Лендерского озера окружена довольно высокими холмами и грядами, сложенными хорошо отсортированными песками с переменным содержанием гравия, гальки и валунов. К югу от озера наблюдаются отдельные площади развития камов. Участки распространения водно-ледниковых аккумулятивных форм можно представить в виде полосы от западного окончания Лендерского озера на озеро Лоут и р. Пенингу. Однако необходимо отметить, что каждый такой участок отделен от другого пространством в 5—10 км, иногда и более, на всем протяжении которого наблюдаются либо только доледниковые денудационно-тектонические формы рельефа, либо равнинный рельеф основной морены, так что принимать эти изолированно расположенные участки водно-ледниковой аккумуляции за продолжение конечноморенной гряды Сальпауссельке II едва ли можно.

На геоморфологической карте центральной части Западной Карелии масштаба 1 : 500 000, составленной Н. И. Апухтиным в 1949 г. [2] видно, что вся местность от р. Пенинги до Ругозера характеризуется широким распространением камов и озов. Широкие поля зандровых равнин располагаются в непосредственном контакте с камами. В ряде мест, например у оз. Муй и к юго-востоку от Ругозера, отмечаются моренные холмы. Рельеф этого участка настолько резко отличается от окружающей местности, что совершенно естественно было бы предположить какие-то особые условия его формирования. И неудивительно поэтому, что многие геологи именно здесь находили продолжение внутренней Сальпауссельке

Однако дальше на север характер рельефа резко меняется. От д. Андропова Гора до оз. Нюк тянется широкая гряда, сложенная коренными породами. Севернее оз. Нюк правобережье р. Чирка-Кемь в основном также сложено коренными породами, и только в районе юго-восточной части оз. Нижнее Куйто, близ озер Еужи-ярви и Куржамо-ярви, снова появляются участки развития камов и озов, отмеченные и дальше на север, между оз. Шонго и д. Каннусуо и у озер Гайколя,

Лимс-озеро и Коштумуш-озеро. На последнем из перечисленных участков водно-ледниковые аккумулятивные формы достигают наиболее широкого распространения. Но от района оз. Гайколя полоса участков развития этих форм поворачивает на северо-запад и прослеживается у оз. Микколя, к северу от с. Ухты и вдоль дороги из с. Ухты на д. Войницу. Местность же между оз. Гайколя и Топ-озером, где по предположению В. А. Дементьева должно проходить продолжение Сальпауссельке II, сложена мореной, ровная, слегка всхолмленная и во многих местах заболоченная.

Таким образом, по данным И. М. Покровской, Н. И. Апухтина и нашим, комплекс форм, принимаемых за продолжение внутренней Сальпауссельке, включает в себя в основном водно-ледниковые аккумулятивные формы. И. М. Покровская [19] прямо пишет, что «... внутренняя Сальпауссельке представлена комплексом ледниковых аккумулятивных образований: камами, озами, зандрами, дельтами и т. д.» Б. Ф. Земляков прибавляет к этим формам еще «... довольно мощные цепи возвышенностей, сложенные скоплениями валунно-галечного песка». Описанные В. А. Дементьевым «неопределенной формы холмы, дугообразные гряды, вытянутые преимущественно по северо-южным румбам, скопления крупных бугров-холмиков без всякой видимой ориентировки, площадки и даже небольшие впадины», по нашему мнению, также являются результатом аккумулятивной деятельности талых ледниковых вод, так как наиболее широкое развитие этих форм Дементьев указывает в районе оз. Гайколя, где, по нашим наблюдениям, широко распространены камы и озы.

Равнины, развитые к востоку от деревень Юшкозеро и Сапосалмы, являющиеся, по мнению В. А. Дементьева, зандровыми, в результате наших исследований отнесены к озерным на основании четко выраженной горизонтальной слоистости в слагающих их отложениях и наличия террасовых уступов на восточных склонах возвышенностей, ограничивающих эти равнины с запада.

Таким образом, как более старые работы, так и новейшие исследования позволяют констатировать широкое развитие водно-ледниковых аккумулятивных форм на обширной площади, протягивающейся в виде полосы от Муйозера на западе до Машозера на восток. Ширина этой полосы достигает 50—70 км. К юго-востоку и северо-западу от нее часто встречаются также участки камовых холмов и озовые гряды. По мнению Н. И. Апухтина [1], эта цепь водно-ледниковых аккумулятивных образований прослеживается на восток через Щуезеро, г. Беломорск и Соловецкие острова. (В этом же направлении устанавливали продолжение конечных морен А. А. Иностранцев и М. А. Лаврова).

На основании вышесказанного можно согласиться с наличием какого-то краевого комплекса, но следует ли называть его «конечной мореной» и считать северо-восточным продолжением внутренней Сальпауссельке?

В статье К. К. Маркова [18] «Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии» мы находим обстоятельный обзор работ зарубежных гляциологов, посвященных результатам их наблюдений над современными ледниками Гренландии, Антарктики и Скандинавии. Большинство из них пришли к выводу, что процесс таяния льда происходит не только у края, а равномерно по всей поверхности, в результате чего мощность ледникового покрова постепенно уменьшается, активность его падает и лед становится мертвым. Приводится также описание мертвых ледников Скандинавии, данное К. Маннерфельтом. Характерно, что в своем описании К. Маннерфельт перечисляет значительное разнообразие форм, связанных с деятельностью талых ледниковых вод, но не отмечает следов деятельности самого ледника — конечных или боковых морен. Это позволяет ему сделать вывод, что ледниковый покров был

мертвым уже с того момента, когда обнажались вершины первых нунатаков.

К. К. Марков считает даже, что «... весь европейский ледниковый покров не только у периферии (как это было известно и ранее), но и в центре утоншался и таял, образуя огромные пространства мертвого льда, что имело место в Северной Америке и что в настоящее время можно наблюдать кое-где в Арктике и Субарктике».

К сходным по смыслу выводам приходят К. В. Зворыкин и М. И. Лопатников [10]. Они пишут: «Наблюдения на Новой Земле, острове Большевик и островах Де-Лонга показывают, что климатическое омертвление — неизбежный этап в процессе убывания ледникового покрова. Оказавшись целиком ниже фирновой линии, ледниковый покров тает повсеместно и убывает сверху вниз, теряя толщину по всей своей площади. . . Если на первых стадиях убывания центральные части возвышаются над периферическими из-за аккумуляции твердых осадков, то после исчезновения области питания центральные части понижаются и покров становится более плоским, что должно в конце-концов независимо от подстилающей поверхности завершиться динамическим омертвлением или, иными словами, прекращением массового перемещения вещества в толще ледника».

Наши наблюдения над формами рельефа Западной Карелии подтверждают гипотезу «утончения и отмирания» ледника.

Не касаясь южной части территории, где неоднократно отмечались литологически и морфологически выраженные следы ледниковых осцилляций (И. М. Покровская, 1943 г.; В. В. Шарков, 1945 г. и др.), мы в настоящее время можем утверждать, что на всей обширной площади Западной Карелии от оз. Суо-ярви на юге до Пяозера на севере нет никаких конечных морен. Всюду преобладают водно-ледниковые аккумулятивные формы: озы, камы, зандровые поля. Часто встречаются такие формы рельефа, которые, будучи сложены перемытыми песками с галькой и валунами, по очертаниям своим не могут быть отнесены ни к озам, ни к камам, ни к флювиогляциальным дельтам. В то же время они могут быть объяснены как результат заполнения внутрiledниковых промоин.

Широкое развитие всех указанных форм говорит о том, что лед на этой территории таял в мертвом состоянии. Возможно, описанная выше полоса водно-ледниковых образований района Муйозера — Машозера приурочена к периферической части неподвижной ледниковой массы, покрывавшей половину центральной и всю северную часть Карело-Финской ССР.

Мы не располагаем сейчас достаточным материалом, чтобы установить, соответствовало ли время образования этих форм времени образования внутренней Сальпауссельке в Финляндии.

Н. И. Апухтин [2] высказывает мнение, что в период существования первого ильдиевого моря край ледника проходил по линии Беломорск — Шуезеро — оз. Тунгудское — Ругозеро. В доказательство своего предположения он приводит тот факт, что внутри этой линии морена несортированная и непромытая и только у побережья Белого моря, на участке севернее г. Беломорска, морена представлена толщей горизонтально-слоистых мелкозернистых песков с большим количеством валунов. По мнению Н. И. Апухтина, такой характер морена могла приобрести только в том случае, если она отлагалась через толщу воды. Отсюда он делает вывод, что ледник на этом участке всплывал в водах морского бассейна.

Образование краевого комплекса Муйозера — Машозера, следовательно, скорее можно сопоставить с временем существования ильдиевого моря, т. е. с временем формирования Сальпауссельке I. Но поскольку установлено, что формы, составляющие этот краевой комплекс, представ-

лены в основном формами водно-ледниковой аккумуляции, происхождение которых связывается с мертвым льдом, считать его за продолжение какой-либо из конечноморенных гряд Сальпауссельке нет, по нашему мнению, достаточных оснований.

### Выводы

1. Конечноморенная гряда Сальпауссельке I, хорошо развитая в Финляндии и в юго-западной части Карело-Финской ССР, дальше на восток не продолжается.

2. В центральной и северной частях Западной Карелии ледник таял в мертвом состоянии, что подтверждается широким развитием здесь водно-ледниковых аккумулятивных форм, главным образом камов, образование которых могло иметь место только в условиях неподвижного льда.

3. Особенно широкое распространение камов, озов и зандровых равнин наблюдается по линии: Муйозеро—Тикшозеро—Ругозеро—Машозеро. Но если, эту полосу и можно считать каким-то краевым комплексом, то за продолжение внутренней Сальпауссельке она принята быть не может.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Апухтин Н. И. К стратиграфии четвертичных отложений Центральной Карелии. Известия Карело-Финского филиала АН СССР, № 2, 1948.
2. Апухтин Н. И. Геоморфологическая карта Центральной Карелии. Фонды Карело-Финского филиала АН СССР, 1949.
3. Бискэ Г. С. Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья. Известия Карело-Финского филиала АН СССР, вып. 5, 1952.
4. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология района Гимолы-Суоярви. (Отчет о полевых работах 1948 г.). Фонды Карело-Финского филиала АН СССР.
5. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология западной части Калевальского и Кестеньского районов КФССР. (Отчет о полевых работах за 1949 г.). Фонды Карело-Финского филиала АН СССР.
6. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология западной части Ругозерского района КФССР. (Отчет о полевых работах за 1950 г.). Фонды КФ филиала АН СССР.
7. Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. Москва, 1939.
8. Дементьев В. А. Отчет о работах по четвертичной геологической съемке в Средней Карелии летом 1934 г. Фонды ВСЕГЕИ и Карело-Финского филиала АН СССР.
9. Земляков Б. Ф. Отчет о работах Центрально-Карельской четвертичной партии летом 1934 г. Фонды Лен. Геол. управл.
10. Зворыкин К. В. и Лопатников М. И. Убывание покровного оледенения на северо-западе Европейской части СССР. Вестник Московского университета. Серия физ.-мат. и ест. наук, № 5, 1950.
11. Иностранцев А. А. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПб общ. естествоисп., т. III, СПб, 1871.
12. Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России. Тр. СПб общ. естествоисп., т. III, СПб, 1872.
13. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенцкого уезда Олонецкой губернии. Мат. для геологии России, т. VII, СПб, 1877.
14. Колесник С. В. Общая гляциология. М., 1939.
15. Лаврова М. А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. Тр. Геол. инст., т. III, 1933.
16. Лаврова М. А. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II Межд. Конф. по изучению четверт. периода Европы. Вып. 2, 1933. Лен.
17. Лаврова М. А. К изучению четвертичных отложений Западной Карелии (Предварит. отчет о работах конечноморенной партии 1930 г.). Фонды Лен. Геол. управления.
18. Марков К. К. Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии. Вопросы географии. Сб. I, 1946.
19. Покровская И. М. Предварительный отчет Карельской четвертичной партии о полевых работах 1936 г. Фонды Лен. геол. управления.
20. Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. Проблемы физ. географии, т. I, 1934.

21. Шукин И. С. Общая морфология суши, т. I, 1934.
22. Berghell H. Suomen Geologinen Keskikartta (Lehti D<sub>3</sub>—D<sub>2</sub>), 1903.
23. Brenner Th. och Tanner V. Södra Salpausselkas byggnad i järnvägsskärningen för Lahti—Heinolabanan. Fennia, Bd. 52, № 9, Helsingfors, 1930.
24. De-Geer Y. Om rullstensåsarnas bildningsätt. Geol. För. Föch. Bd. 19, S. 366, Stockholm, 1897.
25. Leiviskä J. Der Salpausselkä. Fennia, Bd. 41, № 3, Helsingfors, 1920.
26. Rosberg I. Itbildningari ryska och finska Karelén med Särskild hänsyn till de Karelska randmoränerna. Fennia, vol. VII, № 2, Helsingfors, 1892.
27. Rosberg I. Itbildningari Karelén med Särskild hänsyn till rändmoränerna. Fennia. Vol. XIV, No 7, Helsingfors, 1897—1899.
28. Tanner V. On the Nature of the Salpausselkä Ridges in Finland. Fennia № 58, 1934.

Н. И. АПУХТИН

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

В 1947 г. Ленинградским геологическим управлением проводилась комплексная геологическая съемка обширной территории центральной части Западной Карелии с применением аэровизуального метода геологического картирования.

В настоящем очерке излагаются материалы, собранные лично автором, возглавлявшим аэровизуальную партию Западно-Карельской экспедиции.

Благодаря применению аэровизуальных наблюдений как основного метода геоморфологических исследований автор имел возможность в один полевой сезон обследовать обширную территорию, лежащую между 63 и 65° северной широты и 30°20' и 33° восточной долготы, считая от Гринвича.

Территория Балтийского щита, часть которого рассматривается подробно в настоящем очерке, представляет собой обширный кристаллический массив, сложенный древнейшими образованиями архейского и протерозойского времени. Среди этих образований наблюдаются породы как вулканогенные, так и осадочного происхождения. Это позволяет утверждать, что в древнейшие времена геологической истории Карелии происходило чередование длительных периодов покоя, во время которых накапливались мощные толщи осадочных пород, с периодами диастрофизма, вызывавшими формирование складчатых и глыбовых структур и сопровождавшимися внедрением крупных интрузивных тел.

Тектонические процессы, проявившиеся в докембрийское время, различно воздействовали на образования, слагающие кристаллический массив Карелии, и создавали складчатые сооружения с характерной для данной эпохи диастрофизма ориентировкой. Позднейшие явления тектоники, имевшие место в палеозое, проявились в виде многочисленных разломов, раздробивших кристаллический щит на отдельные глыбы.

Тектонические процессы третичного времени проявились также в форме дизъюнктивных дислокаций, главным образом по линиям древних разломов и перемещений отдельных глыб относительно друг друга. Со времен протерозоя Балтийский кристаллический массив являлся континентом, вследствие чего его поверхность на протяжении колоссального промежутка времени подвергалась интенсивным процессам выветривания. К моменту великого четвертичного оледенения процессы выветривания на месте древней горной страны образовали предельную равнину — пенеплен. Неровности рельефа сnivelировались за счет разрушения горных сооружений и аккумуляции обломочного материала в пониженных частях рельефа. Интенсивность денудации горных пород в значительной степени зависела как от литологии, так и от положения в структуре горных сооружений. Легко поддающиеся выветриванию породы (разнообраз-

ные сланцы, гнейсы и крупнокристаллические граниты) разрушались значительно быстрее мелкозернистых монокристаллических изверженных и осадочных метаморфизованных пород. С другой стороны, следует отметить, что легко поддающиеся выветриванию породы, расположенные в синклинальных зонах, сохранились, а более устойчивые образования, лежавшие в зоне антиклиналей, были нацело денудированы.



Исследовательская площадь

Рис. 1. Обзорная карта района работ

Таким образом, к моменту четвертичного оледенения агенты денудации подготовили материал для образования будущих ледниковых отложений в виде мощных толщ продуктов разрушения горных пород, заполнивших депрессии коренного рельефа.

Как видно из вышеизложенного, к началу четвертичного периода поверхность Карелии должна была представлять собой предельную равнину со сложным, погребенным под продуктами выветривания рельефом и относительно плоской поверхностью.

Попытаемся определить роль ледникового выпахивания в формировании современного рельефа Карелии. Что может являться критерием значения выпахивающей деятельности ледниковых масс, неоднократно надвигавшихся на территорию Карелии? Критерием являются только современный облик страны и следы, оставленные материковыми ледниками в пределах областей ледниковой экзарации и аккумуляции.

На обширной территории Русской равнины наблюдаются продукты ледникового происхождения, мощность которых достигает местами многих десятков метров. Наряду с местными породами по всей территории Русской равнины до средних течений Волги, Дона, и нижнего течения Днепра встречаются в моренах в значительном количестве валуны, гальки и щебень карельских и финляндских горных пород, принесенных сюда ледниками. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в результате выпахивающей деятельности ледников колоссальное количество продуктов выветривания горных пород было эродировано ледниками и вынесено за пределы Балтийского щита. Действительно, в пределах Карелии еще никем не было обнаружено сколько-нибудь значительных следов коры выветривания и осадочных толщ, заполнявших неровности кристаллического ложа в дочетвертичное время<sup>1</sup>.

В результате механического воздействия ледников остатки древних складчатых структур были выведены на дневную поверхность, а депрессии, образовавшиеся в результате проявления дизъюнктивной дочетвертичной тектоники, были отпрепарированы.

Большинство исследователей Карелии и Кольского полуострова справедливо придают большое значение тектоническим формам в современном рельефе. Однако всегда следует помнить, что на большей части территории Карелии эти формы стали доступны для изучения в результате выпахивания ледниками рыхлых образований, под которыми были погребены эти структуры. Но это не дает оснований полагать, что к моменту четвертичного оледенения поверхность Карелии представляла собой идеальную равнину. Среди волнистой поверхности пенеплена возвышались безусловно останцовые горы, но основная часть горных сооружений должна была быть погребена, на наш взгляд, под толщей рыхлых образований, т. е. характер рельефа Карелии не отличался от пенепленизированных районов, не подвергавшихся оледенению.

Переходя к описанию истории развития рельефа центральной части Западной Карелии, необходимо выделить следующие геоморфологические типы форм.

- I. Структурно-денудационно-тектонические формы рельефа.
- II. Формы рельефа, обусловленные ледниковой аккумуляцией.
- III. Формы рельефа, обусловленные аккумулятивной деятельностью талых ледниковых вод.
- IV. Формы рельефа, возникшие в результате речной эрозии, озерной абразии и аккумуляции.

### **I. Структурно-денудационно-тектонические формы рельефа**

Структурно-тектонические формы, не затронутые агентами денудации, отсутствуют, так как преобразование рельефа непрерывно и процессы всегда накладываются один на другой. В результате выпахивающей деятельности ледников структурно-тектонические формы рельефа были очищены от покрывающих их толщ обломочного материала, выведены на поверхность и сглажены. В современном рельефе обследованного участка Западной Карелии эти формы играют значительную роль.

<sup>1</sup> Кора выветривания, обнаруженная в ряде пунктов на Кольском полуострове и в Приладожье, не имеет значительного площадного распространения.

Одной из характерных особенностей морфологии рассматриваемого района является наличие резко выраженных в рельефе остатков древних горных цепей карелид. Остатки этих горных сооружений простираются в северо-западном направлении от южных и юго-восточных границ района ( $62^{\circ}50'$ ) до широты  $64^{\circ}20'$ . Севернее этой линии в пределах исследованного района не наблюдалось складчатых структур, связанных с посткарельским диастрофизмом. На исследованной территории наблюдаются три кулисообразно расположенные цепи гряд, различных как по длине, так и по сложности строения.

Западная цепь представляет собой сложную синклиналичную структуру, усложненную рядом более мелких антиклинальных изгибов. Ширина этой складчатой полосы достигает наибольших размеров в районе оз. Пенинга, вследствие чего и весь массив носит это название.

Центральная цепь представляет собой северное продолжение большого и сложного Янгозерского синклиналичия. Эта структура выражена в рельефе в виде резко очерченных параллельных гряд, занимающих значительные пространства в южной части района. К западу от оз. Селецкого местность имеет типичный низкогорный характер. Севернее д. Гонги-Наволока складчатая зона значительно суживается и продолжается далее на северо-запад в виде одиночных высоких массивов, вытянутых по одной линии.

Восточная цепь, представляющая собой продолжение Елмозерской синклиналичной структуры, резко суживается юго-восточнее Евдозера и севернее оз. Кюра-ламби; выражена она двумя параллельными массивами, прослеживающимися вплоть до Ругозера. На севере, в районе д. Келла-гора, восточная цепь заканчивается крупной и сложной антиклинальной структурой, в состав которой входят гряды: Андропова гора, Иванова гора и Келла-гора.

Формы, обусловленные дизъюнктивной тектоникой, менее резко выражены в рельефе, но придают ему своеобразный характер.

Исследованная территория пересечена исключительно густой сетью тектонических трещин и разломов, ориентированных главным образом в двух взаимно перпендикулярных направлениях — СВ и ЮВ. Эти направления являются господствующими почти на всей территории, исключая северную ее часть (район к северу от оз. Нюк), где преобладающими становятся ориентировки, близкие к широтным. Не исключена возможность тектонического происхождения крупнейших озер района: Нюк, Верхнего-Куйто, Тикшозера, Колонгозера и ряда других водоемов, представляющих собой грабенобразные впадины.

По более мелким трещинам располагаются узкие, сильно удлиненные озера или целые серии небольших водоемов, вытянутых в виде цепочек. Характерным примером могут служить Лувозеро и цепь мелких озер, прослеживающихся к юго-востоку от этого водоема вплоть до оз. Большого, а также система озер и протоков: Кимасозеро, Челмозеро, Ковдозеро и ряд других.

Исключительный интерес представляет взаимно перпендикулярная система озер и протоков в районе Челмозера. Этот бассейн, заполняя место пересечения двух тектонических разломов, имеет крестообразную форму. К юго-западу, северо-востоку, северо-западу и юго-востоку от этого озера располагаются прямолинейные протоки и цепи озер. Тектоническое происхождение впадины СЗ простирается доказывается наличием здесь сброса.

Реки, как правило, приурочены к этим мелким тектоническим формам, что подтверждается прямолинейностью речных долин и их колленчатостью. Характерными в этом отношении являются: долины р. Койдо-Деги, приток Шарко-Ламби в Кимасозеро, верхнее течение р. Каменной, система озер Койвас и Кенто, а также р. Кентийоки и ряд других, пересекающих район с северо-востока на юго-запад.

Под прямым углом к этим долинам расположены впадины озер Верхнее Куйто, Тикшозеро, Кимас и долины некоторых рек. Наиболее типичной долиной коленчатого строения является долина р. Чирка-Кемь на отрезке от устья р. Муезерки до оз. Куйто. Здесь река делает ряд крутых поворотов, отрезки русла между которыми ориентированы взаимно перпендикулярно и отличаются исключительной прямолинейностью.

Тектонические разломы, ориентированные согласно с направлением движения ледника, были в значительной степени углублены и расширены механической деятельностью последнего. Большинство озер, ориентированных с СЗ на ЮВ, приурочены именно к таким разработанным ледником трещинам.

Разломы, ориентированные перпендикулярно направлению движения, были слабо затронуты ледниковым выпахиванием. Они, как правило, узки и не несут явно выраженных следов ледниковой обработки.

Более или менее значительные по размерам депрессии, ориентированные вкрест направления движения льдов, могут быть объяснены только тектоническими явлениями.

Структурно-тектонические формы рельефа несут на себе характерные и глубокие следы механического воздействия ледников. Под влиянием выпахивания кристаллические массивы приобрели характерные мягкие сглаженные очертания. Крупнейшие кряжи, такие, как Кеми-вара, Карниз-вара, Унус-вара и ряд других, представляют собой грандиозные «бараньи лбы», с характерными для этой формы очертаниями. Отдельные участки склонов кристаллических массивов представляют собой группы сглаженных скалистых выходов — курчавых скал.

Если в пределах развития протерозоя наблюдаются линейновытянутые сглаженные формы, то в районах распространения архейских образований преобладают мягко очерченные изометрические формы. Так, на западе центральной части района близ границы съёмки наблюдаются мягко очерченные плоские куполообразные холмы, занимающие здесь значительные пространства.

Близкие по форме образования наблюдаются также в северной части района между Костомукшей и оз. Куйто. Отрицательные формы рельефа, как уже упоминалось выше, также несут следы энергичного ледникового выпахивания.

## II. Формы рельефа, обусловленные ледниковой аккумуляцией

Эти формы имеют сравнительно ограниченное распространение на исследованной территории. Они представлены холмисто-моренным ландшафтом (группами моренных холмов) и друмлинами. Конечные морены, т. е. моренные гряды, маркирующие положение ледникового края в период его отступления, не наблюдались.

Холмисто-моренный ландшафт отмечался в отдельных пунктах исследованной территории мелкими изолированными пятнами. Моренные холмы в большинстве случаев располагаются среди волнистой моренной равнины и лишь в редких случаях входят в состав ледникового комплекса «краевой зоны».

Группы моренных всхолмлений занимают незначительные площади, редко превышающие 8 км<sup>2</sup>. Эти формы были отмечены в северо-восточной части района, к северу и северо-западу от оз. Нюк, к юго-востоку от Ругозеро, южнее Тумасозера, севернее Суккозера и к западу от оз. Гимольского.

Как показали наблюдения, моренные всхолмления приурочены к областям с расчлененным рельефом коренных пород. Очень часто моренные холмы группируются на склонах кристаллических массивов и их вершинах. Это обстоятельство дает основание предполагать, что накопление моренного материала происходило в трещинах ледника, вызванных не-

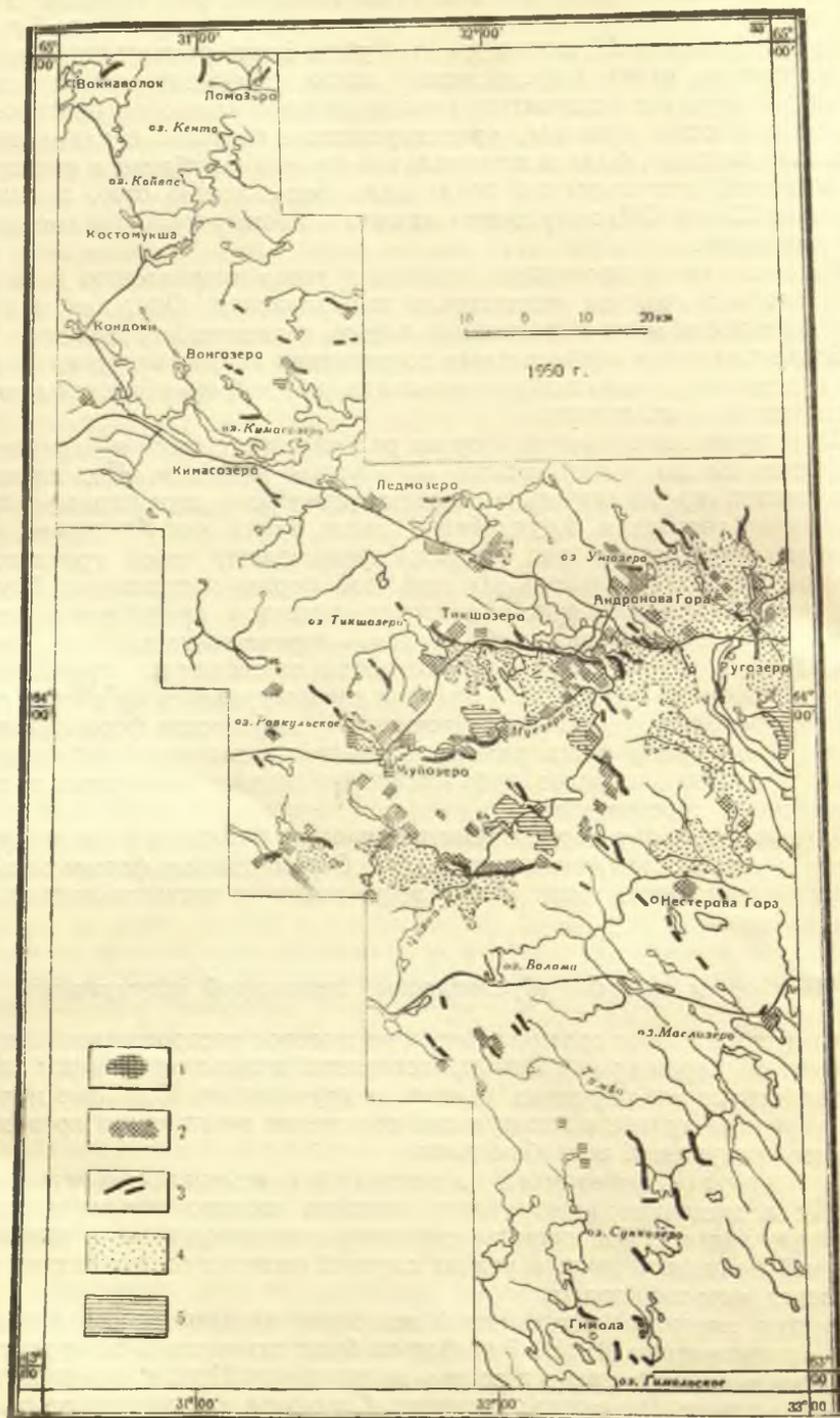


Рис. 2. Схематическая карта распространения краевого ледникового комплекса в Центральной части Западной Карелии  
 1—холмисто-моренный ландшафт; 2—камь; 3—озы радиальные и маргинальные; 4—зандры;  
 5—равнины, обусловленные аккумуляцией приледниковых озерных бассейнов

ровностями коренного ложа. Разбросанность отдельных групп моренных холмов, их значительная удаленность и изолированность не позволяют считать эти образования краевыми.

В совершенно ином положении находятся участки холмисто-моренного ландшафта в центральной части района, где эти формы входят в состав ледникового краевого комплекса, о котором подробно будет сказано ниже. Моренные холмы, как правило, имеют четкие очертания (крутизна склонов до 25—30°). Относительная высота колеблется в пределах от 10 до 25—30 м. На поверхности холмов наблюдается значительное количество обломочного материала, представленного валунами и глыбами различной степени окатанности. Особенно это бросается в глаза в районах, в недалеком прошлом подвергавшихся лесным пожарам, где поверхность лишена мохового покрова (среднее течение р. Муезерки, к юго-востоку от Муюзера).

Моренные холмы не имеют определенной формы и ориентировки и характеризуются неправильными очертаниями в плане. Но в некоторых случаях, например в районе оз. Мергубского, наблюдается любопытная особенность ориентировки моренных холмов. Здесь они несколько удлинены и ориентированы во взаимно перпендикулярных направлениях, вследствие чего рельеф приобретает решетчатый характер. Эта особенность исключительно хорошо наблюдается с самолета. Такого рода ландшафт мог образоваться вследствие отложения моренного материала в трещинах ледника, ориентированных взаимно перпендикулярно.

Как известно, густая сеть трещин, ориентированных подобным образом, часто возникает в ледниках непосредственно у их краев. Это обстоятельство и здесь находит подтверждение, так как моренные всхолмления оз. Мергубского входят в состав краевого ледникового комплекса.

Друмлины образуют весьма своеобразные оригинальные ландшафты; эти формы нигде не наблюдаются в виде одиночных гряд, а встречаются отдельными группами, часто занимающими значительные площади.

Друмлиновые ландшафты наблюдались к северу и северо-западу от Большого озера, южнее оз. Эльмис и в районе Вонгозера. Южнее 64-й параллели эти формы не обнаружены. В окрестностях Большого озера друмлины занимают площадь около 50 км<sup>2</sup>. Наблюдались эти формы также по обоим берегам в среднем течении Хев-реки и на левом берегу ее, близ оз. Хев-ярви. Здесь среди плоской заболоченной равнины наблюдаются друмлины, ориентированные согласно между собой. Общая ориентировка холмов северо-запад—юго-восток.

Друмлины имеют в плане форму вытянутых эллипсов. Расстояние между отдельными друмлинами, как правило, не более 100—150 м, но иногда уменьшается до нескольких десятков метров. Длина этих форм колеблется от 150 до 250—350 м, ширина редко превышает 50—100 м, а высота друмлинов, по данным наземных наблюдений, варьирует в пределах от 5 до 15 м. Продольный профиль асимметричен, с крутым проксимальным и более пологим дистальным склонами. В проксимальной части холмов часто наблюдаются коренные породы, слагающие «ядро» друмлины. Иногда породы, слагающие «ядро», обнажаются в боковых частях холмов.

В районе оз. Эльмис ориентировка друмлинов близка к широтной, в районе Вонгозера ориентировка широтная. Следует отметить, что с продвижением к северу изменение северо-западной ориентировки на широтную присуще всем формам рельефа, независимо от их происхождения (исключая некоторые депрессии, связанные с древней дизъюнктивной тектоникой).

Образование друмлинов объясняется различно. Некоторые исследователи считают, что друмлины образовались вследствие заполнения моренным материалом радиальных трещин в толще льда. Другие считают, что

эти формы образовались под ледником в процессе его движения и аккумуляции моренного материала в дистальном направлении от коренных выступов, способствовавших накоплению морены. Обе приведенные гипотезы весьма убедительны и находят подтверждение в природе.

В рассматриваемом районе образование друмлинов происходило, по-видимому, согласно второй гипотезе, о чем свидетельствуют сглаженные выходы кристаллических пород в проксимальной части холмов.

### III. Формы рельефа, обусловленные аккумулятивной деятельностью талых ледниковых вод

**К а м ы.** Под названием «камы» обычно понимают формы, возникшие вследствие аккумуляции песчаного материала в подледниковых и внутриледниковых бассейнах, т. е. водоемах, ограниченных ледяными берегами и часто ледяными сводами. Камы могли возникнуть только в условиях таяния неподвижного, «мертвого», льда, так как в противном случае невозможно допустить сколько-нибудь продолжительное существование внутриледниковых бассейнов. И с другой стороны, при движении льда материал, слагающий камы, был бы смешан с донной мореной, что можно сказать и о радиальных озах. Таким образом, широкое развитие камов на исследованной территории заставляет предполагать, что окончательное таяние ледника здесь произошло в период его полного «омертвления», т. е. отделения от активного льда или источника питания. Камы имеют здесь весьма широкое распространение и представлены самыми разнообразными типами как по форме, так и по условиям своего образования.

Камовые ландшафты были отмечены в 120 местах и занимают в общей сложности площадь около 1500 км<sup>2</sup>. Наиболее распространенным типом камов являются крутобокие куполообразные холмы, тесно сгруппированные между собой. Склоны отдельных крупных камов усложнены более мелкими всхолмлениями, воронкообразными котловинами и впадинами неправильных очертаний. Понижения между камовыми холмами или сухие или заполнены озерами с характерными извилистыми линиями берегов. Заболоченные понижения между камовыми холмами встречаются очень редко. Высота камов колеблется в пределах 10—15 м, но в ряде случаев достигает 25—30 м и более.

Наиболее характерным примером образований этого типа являются камы, отмеченные в районе Челм-озера. Здесь эти формы имеют гигантские размеры и исключительно резко выражены в рельефе; высота камов достигает 65—70 м. Границы распространения камового ландшафта морфологически выражены весьма четко. Внешние (по отношению к ландшафту) склоны камовых холмов отличаются значительной крутизной. Весь ландшафт в целом представляет волнистую платообразную возвышенность, усложненную глубокими воронками, впадинами и различной формы всхолмлениями. На вершинах отдельных холмов наблюдаются конические углубления, вследствие чего камовый холм по форме приближается к миниатюрному вулканическому конусу. Эта особенность хорошо наблюдается с самолета.

Челмозерские камы не имеют широкого распространения и прослеживаются лишь вдоль северо-западного побережья водоема, отступая от береговой линии на незначительное расстояние. Камы окрестностей Челм-озера представляют большой теоретический интерес как классические формы образований этого типа.

Значительно шире камовые образования развиты в центральной части района: в окрестностях Тикшозера, озер Боярского и Мергубского, по рекам Муезерке и Чирка-Кемь.

Интересно отметить, что камовые всхолмления приурочены, как правило, к понижениям коренного рельефа, обширным по площади депрес-

сиям. Камы также отмечались на склонах крупных массивов, обрамляющих понижения. Для примера могут быть приведены камовые ландшафты окрестностей озер Шиг-ярви, Кемель, Чиркозера, оз. Семеновского по р. Муезерке, камовые всхолмления окрестностей д. Андроновой Горы, пос. Новая Тикша и ряд других.

Камовые ландшафты обычно разделены между собой и занимают площади, редко превышающие 10—12 км<sup>2</sup>. Равнинные участки, отделяющие группы камов, иногда весьма незначительны, вследствие чего камовые ландшафты группируются в виде холмистых зон определенной ориентировки. Эти полосы камовых всхолмлений могут быть названы камовыми конечными моренами, тем более чем эти формы здесь сопровождаются другими образованиями, характерными для ледникового краевого комплекса.

Камовые образования, входящие в состав краевого ледникового комплекса, на исследованной территории в свое время были отмечены И. Покровской [19] в район Тикшозера, Марья-вары и Ругозера. Однако на составленной ею карте эти образования имеют подчиненное значение по отношению к другим формам краевых образований. И. Покровская совершенно правильно наметила ход краевых образований от Муезеро через Марья-вару на Андронову Гору и Ругозеро. Но краевой комплекс, как показали наши исследования, здесь значительно сложнее, чем предполагала И. Покровская. Наиболее распространенными формами среди краевых образований, протягивающихся от Ругозера на запад, являются камы. Камовые ландшафты широко развиты к северо-востоку и северо-западу от Ругозера. Камовые образования с незначительными перерывами прослежены от Хижозера до оз. Боярского через районы озер Вуо-ярви, Розин-Лакши, Терваозера, Еловогорское и Мергубское.

К югу от пос. Новая Тикша камы занимают значительную площадь и разделяются на три обособленных ветви. Северная ветвь протягивается от пос. Новая Тикша на запад к оз. Боярскому, затем она отмечена у Уноозера, Тикшозера, оз. Карниз и Муезеро. Центральная ветвь от р. Чирка-Кемь следует вдоль р. Муезерки и у Муезеро, где соединяется с северной ветвью. Южная полоса от Новой Тикши следует вдоль депрессии р. Чирка-Кемь до оз. Кемель. У оз. Кемель все три ветви соединяются и следуют далее на запад к южным берегам озер Киви и Чалка.

Совершенно своеобразный тип камового ландшафта представляют собой формы аккумуляции неглубоких ледниковых водоемов, которые были заключены в ледяные берега, но лишены ледяного свода. Серии озерных впадин, выполненные песчаным материалом, после стайвания ледяных барьеров, ограничивавших эти водоемы, образовали совершенно оригинальный, обращенный ландшафт, напоминающий «столовые горы» в миниатюре. Классическим примером этого своеобразного ландшафта являются формы, встреченные у истоков р. Конди в окрестностях оз. Унус-ярви. Эти формы представлены плоскими песчаными плато, расчлененными извилистыми углублениями и правильной округлой формы впадинами.

Конфигурация платообразных возвышенностей в плане весьма разнообразна. Наряду с извилистыми удлинненными очертаниями наблюдаются также возвышенности правильной округлой формы.

Любопытно отметить, что плоские вершины платообразных форм часто лежат на различных гипсометрических уровнях. Склоны возвышенностей, так называемые склоны ледникового контакта, выражены исключительно четко. Относительная высота, как правило, невелика и редко превышает 10—15 м, при значительной ширине и длине, что и придает этим формам своеобразный облик. В указанном месте эти формы занимают площадь около 14 км<sup>2</sup>. На востоке, около Унус-ярви, они сливаются с камовым ландшафтом обычного типа.

Формы, аналогичные описанным, были отмечены также на южном берегу р. Муезерки в районе болота Панокко, на южном берегу этой реки западнее поселка 5-го квартала и к юго-востоку от этого пункта, а также в 6 км к северу от северо-западного конца горы Кеми-вара и у подножья северо-восточного склона этой возвышенности.

Озы. Озы — одна из наиболее распространенных аккумулятивных форм рельефа, встречаемых на территории Западной Карелии. Однако эти формы распределяются весьма неравномерно по площади исследованного района.

Наиболее часто озы встречаются в центральной части района, в бассейне р. Чирка-Кемь и к северу от Ругозера. Вторым районом значительного развития озоз является низкогорная область массива Пенинга, и третьим — низкогорный участок района Вотто-вары между озерами Арьянкус и Тумасозером.

На обширной территории, расположенной к северу от Тикш-озера и оз. Юдо, озы встречаются весьма редко, что можно сказать и о районах, лежащих к западу от системы озер Кенто и к северу от Сукк-озера (исключая массив Пенинга). Как показали наблюдения, наибольшее число озоз приурочено к районам развития камовых образований или к районам, характеризующимся резко расчлененным рельефом коренных пород.

Как уже отмечалось выше, камы центральной части района представляют собой краевые образования, т. е. камовые конечные морены. Значительное количество озозовых гряд приурочено именно к зоне развития краевых форм, что не противоречит существующим теориям формирования озоз, так как считается установленным, что ледниковый покров в краевых частях разбит многочисленными трещинами, ориентированными как параллельно, так и перпендикулярно краю ледника. Естественно, что в эти многочисленные трещины устремлялись талые ледниковые воды и выполняли их обломочным материалом. Ледниковые реки, стекающие по трещинам, соединялись с многочисленными внутриледниковыми озерными бассейнами, питая последние своими водами, а следовательно, и обломочным материалом. В исследованном районе камы и озы не налагаются друг на друга, а примыкают друг к другу, что свидетельствует об одновременном образовании этих форм.

Озы имеют различную ориентировку, но большинство из них вытянуто с северо-запада на юго-восток. Озы, ориентированные в широтном направлении, встречаются значительно реже и приурочены, как правило, к зоне краевых образований, что дает основание считать их маргинальными.

Маргинальные озы отличаются от радиальных только ориентировкой, так как характерных морфологических особенностей, присущих маргинальным озозам, подметить не удастся. Размеры как маргинальных, так и радиальных озозов различны. Наиболее крупные гряды достигают 10—13 км в длину. Высота гряд также сильно меняется — от 4 до 25—30 м и в некоторых случаях до 40—50 м. В этом отношении заслуживает внимания крупная маргинальная гряда, расположенная к югу от верхнего течения р. Чирка-Кемь, между озерами Орин-ярви и Безымянным. Гряда вытянута почти строго в широтном направлении, слегка извилиста, имеет крутые симметричные склоны. К северному склону гряды примыкает хорошо сформированный камовый ландшафт. Южный склон гряды обрамляется шлейфом флювиогляциальных отложений. Гряда имеет относительную высоту около 50 м, при длине 12 км. Гребень оза узкий, ровный.

Не менее высокий маргинальный оз расположен к востоку от оз. Чалка, но длина его значительно уступает длине вышеописанного оза. Следует также отметить серию маргинальных озоз между озерами Боярским и Новинка (пос. Н. Тикша). Длина наиболее крупной гряды,

входящей в состав этой группы, достигает 14 км. Гряды, расположенные параллельно наиболее крупной гряде, более короткие, но также хорошо выражены в рельефе. Высота озов здесь колеблется в пределах 12—15 м. Склоны гряд крутые, симметричные, гребни слегка волнистые. Межозовые понижения узкие, сухие. Озы сопровождаются камовыми всхолмлениями.

К западу от оз. Боярского, на северном берегу р. Тикшезерки, также наблюдаются маргинальные озы, такие же по высоте, но более короткие. Как уже отмечалось, маргинальные гряды здесь по форме не отличаются от радиальных образований этого типа, и единственным критерием, позволяющим отнести их к краевым образованиям, является ориентировка, а также сочетание этих гряд с камовыми конечными моренами и обширными песчаными полями. Лишь в одном пункте, в 3,5—4 км к востоку от Уносозера, отмечена форма, по морфологии отвечающая краевому озу. Проксимальный склон — склон ледникового контакта — крутой и резко очерчен, дистальный — весьма пологий, постепенно переходящий в обширное песчаное поле. К западу гряда довольно быстро снижается и сливается с флювиогляциальным полем. Значительное количество мелких маргинальных озов отмечено к востоку и юго-востоку от пос. Н. Тикша, а также между озерами Эломи-Ламби и Толкуна-Шалга.

Радиальные озы реже встречаются группами. Обычно это одиночные узкие гряды классической формы. Об условиях образования радиальных озов мы не можем сказать ничего определенного, так как не располагаем достаточным материалом, на основании которого можно было бы сделать правильные выводы.

Существуют многочисленные теории происхождения озов; в основном они могут быть разделены на три категории: надледникового, внутриледникового и подледникового происхождения озов.

Теории надледникового происхождения объясняют образование озов следующим образом. Талые ледниковые воды, образовавшиеся на поверхности ледника, сконцентрировались в трещинах и в виде потоков стекали по поверхности ледникового ложа. Воды эти содержали значительное количество песчаного, галечного и валунного материала, который отлагался на дне трещин, постепенно выполняя последние. После стаивания ледяных берегов осадки талых вод оставались в виде характерных узких, извилистых, иногда ветвящихся гряд, отражая собой систему трещин, по которым стекали талые ледниковые воды. Теории внутриледникового происхождения озов рассматривают их как формы, образованные внутриледниковыми потоками. Потоки эти протекали по замкнутым внутриледниковым тоннелям, в которых и откладывался песчано-галечный материал. Согласно теории Филиппа [28], таяние ледника происходит интенсивнее у его основания, так как этот процесс не прекращается круглый год, а таяние ледника с поверхности происходит в значительной степени замедленно, находясь в зависимости от сезонных температурных колебаний. Таким образом, внутриледниковые каналы, выполненные песчаным материалом, опускались на поверхность ледникового ложа, а при полном стаивании ледникового покрова образовывались озы. В случае, если своды таких каналов стаивали прежде, чем этот канал успел опуститься на поверхность ледникового ложа, озы не образовывались.

Наиболее широкое признание получили теории подледникового происхождения озов. Согласно этим теориям, озы образовывались на дне подледниковых потоков как в устьевой части тоннелей, так и по всей длине подледникового русла. Однако Де-Геер [27], автор дельтовой теории образования озов, не считает возможным образование озов в подледниковых каналах вдали от края ледника. По его мнению, стремительное течение талых вод по узким замкнутым проходам препятствовало

отложению осадков, и только в устьевой части, в непосредственной близости от края ледника, где живая сила потока терялась, происходило образование удлиненного холма — озового центра. По мере отступания края ледника отодвигались в проксимальном направлении и дельты подледниковых потоков. Таким образом получились удлиненные четкообразно расположенные холмы — озы. Каждое четкообразное повышение представляет собой отдельную дельту, которой свойственно определенное строение.

Согласно представлению Де-Геера, дельта, или «озовый центр», в проксимальной части должна быть сложена грубым валунным и крупногалечным материалом. По мере продвижения в дистальном направлении грубый материал должен сменяться постепенно более тонкими гравийными с песчаными осадками. Ранее отмечалось следующее: «Озы пользуются на всем протяжении 39-го листа весьма широким распространением. Наиболее обычным типом озов являются гравийно-галечные узкие гряды с острым гребнем и крутыми склонами, ориентированные по направлению движения ледников. Высота озов колеблется от 4—5 до 15—30 м над окружающей местностью и бывает подвержена сильным колебаниям. В так называемых озовых центрах она сильно увеличивается, причем слагающим материалом здесь оказываются уже не только галечные пески, но также и валуны, нередко достигающие значительных размеров, но при этом всегда носящих следы окатывания. По своей морфологии и строению эти озы ближе всего отвечают дегеровской схеме образования, если бы этому не противоречило расположение в виде целой серии параллельно идущих гряд. Другой тип озов характеризуется лучшей сортировкой материала, меньшей извилистостью очертаний и, наконец, хорошо выдержанной высотой гребня, а также отсутствием озовых центров».

И. Покровская [19], описывая озы Западной Карелии, отмечает лишь литологический состав слагающих их осадков, крутизну склонов и характер гребня, не занимаясь вопросом образования этих форм.

На исследованной территории аэровизуальными наблюдениями картировано около 170 озов. Характерные особенности этих форм описаны выше. Как видно из приведенного описания, ни в одном случае не было отмечено озов с характерными озовыми центрами. Наиболее распространенным, если не единственным, типом озов являются гряды с узким более или менее выдержанным по высоте гребнем. Плавные волнистые повышения гребня не имеют ничего общего с дегеровскими озовыми центрами. Строение гряд также не говорит в пользу дельтового происхождения озов Западной Карелии. Все озы, как правило, слагаются песками различной крупности со значительным содержанием более грубого материала. Валуны и галька встречаются как на поверхности, так и во внутренних частях озов. Пески располагаются слоями различной мощности и дифференцируются по крупности частиц. Изменения гранулометрического состава от проксимальной части волнообразного повышения оза к дистальному понижению наблюдать не удавалось. Очень часто можно наблюдать озы, которые на всем протяжении сложены довольно тонкими песками, и озы, сложенные почти исключительно валунным материалом с весьма незначительным содержанием более мелких обломочных частиц.

Геологами Д. Ловицким и Л. Ивановой [11] описан оз Китайские Горы, расположенный за пределами территории наших исследований к югу от тракта Кочкома—Ругозеро. В разрезе этого оза они наблюдали изменение гранулометрического состава отложений в дистальном направлении. Как отмечают эти исследователи, северный конец оза сложен грубым валунным материалом, который с продвижением к югу становится более мелким, и южная часть гряды представлена уже тонкими песками. Изменение гранулометрического состава осадков, слагающих

гряды, ширина которой не превышает 80—100 м, наблюдалось на протяжении более 10 км, что, безусловно, не позволяет признать это образование дельтовым, принадлежащим потоку шириной в несколько десятков метров.

Как было отмечено выше, большинство озов Западной Карелии отвечает дегееровской теории образования и, с его точки зрения, противоречит этой теории лишь сгруппированность озов в виде параллельных гряд. С нашей точки зрения, не в этом заключается основное противоречие между теорией Де-Геера и строением озов Западной Карелии. Прежде всего следует отметить, что для образования четкообразно расположенных дельт необходимы определенные условия: таяние ледника у его края и его постепенное сокращение от периферии к центру. Таким образом, необходимо допустить существование резкой разницы температур в пределах ледникового покрова и за его пределами.

Не подлежит сомнению тот факт, что наблюдаемые формы рельефа водно-ледниковой аккумуляции образовались в последнюю фазу существования ледника в данном районе, т. е. вышли на дневную поверхность после полного стайвания ледникового покрова. Причиной таяния явилось улучшение климатических условий, а именно потепление. В условиях плоского рельефа северо-западной области, включая значительную часть Карелии и Финляндии, не могло быть резкой тепловой разницы у края ледникового покрова. Теплые воздушные массы должны были проникать на значительное расстояние в районы, покрытые ледниковой корой, и охлаждаться далеко от границ ледникового покрова. Эти теплые воздушные массы воздействовали на огромные пространства, вследствие чего происходило таяние обширных площадей материкового льда и «отмирание» (отделение) огромных полей «мертвого» льда. Таким образом, уменьшение мощности ледника вследствие таяния в период его последней стадии существования должно было происходить более или менее равномерно на значительных пространствах от границ ледникового покрова. В связи с этим значительные площади могли одновременно освобождаться от ледникового покрова. При этих условиях образование озов по теории Де-Геера весьма мало вероятно.

Надледниковое происхождение озов также не находит подтверждения для озов Западной Карелии. Если допустить, что надледниковые потоки углубляли свои русла в толще ледника, затем концентрировались в трещинах и стекали в дистальном направлении по поверхности ледникового ложа, то становится непонятным, почему трещины возникали в осевых частях депрессий коренного рельефа. Лед, представляющий собой пластичное тело, в период интенсивного таяния должен был сохранять свои пластичные свойства значительно дольше там, где больше его мощность, т. е. в депрессиях. Значительно же быстрее лед должен становиться рыхлым и пористым в районах меньшей мощности, т. е. в районах повышения коренного рельефа, где и могли скорее возникнуть трещины. Следовательно, озы должны были бы образовываться именно в областях повышенного коренного рельефа. Однако факты противоречат высказанному предположению.

В пределах Западной Карелии подавляющее большинство озов приурочено к пониженным частям рельефа коренных пород и располагается вдоль тектонических линий, на дне или склонах тектонических и эрозионных впадин. Характерным примером могут служить озы, приуроченные к тектонической линии Ковдозера, Челмозера, озы, расположенные к юго-востоку от Лувозера и в долине реки, соединяющей цепочку озер к юго-востоку от этого водоема. В последнем пункте оз лежит на дне узкой каньонообразной впадины с отвесными склонами. Можно отметить также ряд озов, лежащих во впадинах, занятых озерами, и в понижениях вдоль русел современных рек. Яркими примерами могут

служить озы, приуроченные к долине р. Чирка-Кемь, близ пос. Келла Гора, оз к северо-западу от Хедозера и ряд других.

Озы, расположенные в пределах низкогорного ландшафта, также находятся в долинообразных понижениях, вытянутых согласно с простираением цепей Карелии.

Приуроченность озоз к наиболее пониженным участкам рельефа, ныне использованных современной гидрографической сетью, свидетельствует о том, что талые ледниковые воды, образовавшие эти формы, так же как и современные грунтовые воды, концентрировались в наиболее пониженных участках рельефа водонепроницаемых кристаллических пород.

Формирование озоз происходило, повидимому, в период последней фазы существования ледникового покрова в данном районе, когда толщи льда, лежащие в депрессиях, были достаточно разрыхлены, что способствовало фильтрации талых ледниковых вод и их эрозионной работе в районах концентрации. В это же время происходит отделение обширных участков ледникового покрова от основной массы ледника, связанной с ледниковым центром. Извилистость озоз, их значительная длина и сочетание с камовыми образованиями свидетельствуют о формировании озоз в толще «мертвого» льда.

Ледниковые потоки, легко производившие эрозионную работу в ослабленном льде, быстро вырабатывали подледниковые русла, своды которых вследствие интенсивного таяния ледника с поверхности уменьшались в толщине и затем обрушивались в поток. Отсутствие закономерного изменения гранулометрического состава у большинства озоз Западной Карелии от проксимального конца к дистальному, т. е. присутствие грубого валунного материала по всей длине оза, а также в вертикальном разрезе гряд, свидетельствует о правильности наших предположений.

И. Даниловский [4] совершенно справедливо пишет: «... вопрос об образовании озоз, вопреки мнению Тромля, не может еще считаться окончательно разрешенным. А так как образование озоз в разных местностях происходило при разных условиях, то теории образования озоз не могут быть универсальны, и в разных случаях для понимания механизма отложения рыхлого озозового материала необходимо применять разные толкования».

**З а н д р ы.** Зандровые поля имеют весьма широкое распространение в центральной части исследованного района и занимают значительные площади. Эти образования имеют важное значение как надежный критерий, позволяющий судить о положении ледникового края в период образования этих флювиогляциальных равнин. Сочетание задров с аккумулятивными формами рельефа позволяет правильно трактовать условия образования окружающих аккумулятивных форм. В качестве примера можно привести камы, образовавшиеся как в краевой зоне ледника, так и на значительном расстоянии от ледникового края. Вследствие сочетания камовых образований с зандрами в проксимальных частях полей камы, развитые в центральной части исследованного района, трактуются как камовые конечные морены.

Зандровые поля на исследованной территории впервые были отмечены в 30-х годах работами И. Покровской. На карте И. Покровской зандры показаны сплошной довольно узкой полосой (до 10 км ширины), вытянутой в широтном направлении от р. Онды до Тикшозера. Северная граница зандра (согласно данным Покровской), проходит от р. Онды в 5 км севернее Ругозера и следует на запад к южным берегам оз. Мержубского, откуда направляется к юго-западу, до берегов р. Чирка-Кемь в месте ее истока из оз. Новинка. Далее граница идет на северо-запад и через юго-западный берег Колонгозера подходит к северным берегам Тикшозера, откуда резко поворачивает на юг. Южная граница протяги-

вается от берега Ругозеро в месте его пересечения 64-й параллелью и следует на запад до р. Чирка-Кемь, затем меняет направление на северо-запад и через северное побережье оз. Понокко подходит к юго-восточным берегам Тикшозера.

Как показали наши более детальные исследования, конфигурация зандрового поля значительно сложнее. У восточной границы исследованной области ширина зандрового поля сильно варьирует и местами превышает 25 км. В районе Ругозеро ширина зандрового поля несколько сокращается и не превышает 16 км. Сокращение объясняется наличием кристаллических массивов, протягивающихся с юго-востока от Елмозера, через Ругозеро, до южных берегов оз. Мергубского. Эти возвышенные массивы являлись препятствиями, которые обтекались ледниково-речными потоками.

К западу от упомянутых массивов зандры вновь далеко вдаются к югу, занимая обширную равнину между озерами Евжозером и Мергубским. К юго-западу от оз. Новинка (пос. Н. Тикша) зандровые поля принимают еще более сложные очертания и расчленяются на три отдельные полосы.

Северная полоса (отмеченная И. Покровской) имеет чрезвычайно извилистые контуры вследствие сложности рельефа коренных пород. Ширина зандра здесь колеблется от 4 до 8—10 км.

Средняя полоса выражена отчетливо в нижнем течении р. Муезерка и по левобережью р. Чирка-Кемь. В среднем течении р. Муезерки наблюдаются значительные высоты, обусловленные рельефом кристаллических пород, препятствовавшие течению флювиогляциальных потоков и, следовательно, образованию зандров (этим и объясняется отсутствие последних).

То же можно сказать и о южной полосе флювиогляциальных полей. В районе горы Кеми-вара и примыкающих к этой гряде с востока и запада возвышенностей зандры отсутствуют и наблюдаются лишь в верхнем течении р. Чирка-Кемь, где рельеф коренных пород имеет равнинный характер.

Зандры южной полосы прослеживаются в восточном направлении от оз. Чирка на протяжении 28 км. В проксимальной части зандры прилегают к аккумулятивным формам — камовым конечным моренам и маргинальным озам. К западу от оз. Чирка после короткого перерыва зандры вновь прослеживаются к югу от оз. Кюно и в юго-восточном направлении протягиваются к берегам оз. Кумша, обрываясь на расстоянии 4 км от последнего.

Согласно существующим представлениям зандры являются образованиями талых ледниковых вод, стекавших с края ледника по равнинам и углублениям, имеющим наклон в дистальном направлении. Наши наблюдения полностью подтверждают эти представления. Зандры всюду приурочены к пониженным участкам коренного рельефа, имеющим уклон к югу или юго-востоку. Ограничение зандровых полей всегда зависит от характера рельефа коренных пород.

Морфологически зандры представляют собой слабо наклонные, иногда слабо волнистые и, как правило, несколько всхолмленные в проксимальной части равнины. Такое изменение характера поверхности зандра хорошо наблюдается между Тикшозером и Уносозером, а также в районе озер Муй и Хедо. Характерной особенностью зандров является изменение гранулометрического состава осадков от проксимального края в дистальном направлении. Эта особенность весьма четко выражена и была отмечена в районе оз. Хедо геологами В. Перевозчиковой [17] и Г. Лутковской, а также в 1946 г. Ф. Лазуткиным в районе Хижозера [10].

Значительное развитие зандры имеют в юго-западной части обследованной территории, т. е. в бассейне озера и реки Мотко.

Действительно, нами с самолета фиксировалась плоская песчаная равнина, протягивающаяся широкой полосой от оз. Мотко до оз. Гимольского. Однако данные геологов Г. Makeенко и А. Барановой [12] говорят в пользу озерного происхождения этой равнины, о чем свидетельствует горизонтальная слоистость осадков и мощное развитие диатомитов, несомненно озерного происхождения.

#### IV. Формы озерной аккумуляции и абрази

Существенное значение в геоморфологии рассматриваемой области имеют формы озерной аккумуляции и абрази. К этим формам относятся днища древних озерных бассейнов, береговые валы и абразионные уступы. Одной из главнейших причин сокращения и полного исчезновения озерных водоемов, пользовавшихся исключительно широко распространенным в позднеледниковое время, являются изостатические колебания суши. Кристаллический щит после освобождения от ледникового покрова испытывал и испытывает в настоящее время медленное поднятие. Эпейрогенические движения происходят с различной скоростью в различных пунктах Балтийского массива, вследствие чего наблюдается перекося его поверхности. Талые ледниковые воды, заполнившие замкнутые котловины, обусловленные рельефом коренных пород, вследствие такого поднятия суши получили возможность стока и регрессировали в северо-западных частях.

На месте значительных водоемов, занимавших некогда обширные пространства, можно наблюдать лишь плоские заболоченные равнины с мелкими реликтовыми озерками и абразионные уступы, обрамляющие местами эти сухие днища.

Равнины озерного происхождения занимают значительные площади в Западной Карелии. Обширные равнины озерного происхождения были отмечены как в северных, так и в южных частях территории.

Наибольшую площадь имеют озерные равнины, расположенные к востоку от массива Пенинга, в депрессии, образовавшейся на месте крупной размытой антиклинальной складки.

Не менее крупная равнина озерного происхождения расположена в южной части бассейна р. Онды к востоку от хребта Харгу-вара. Эта равнина к северу переходит в обширный задр, на юге же прилегает к крупному водоему — Ондозеру. Таким образом, история формирования этой равнины намечается довольно четко. Флювиогляциальные потоки стекали с края ледника, лежавшего к северу от Ругозера, заполняя обширную депрессию, лежащую южнее.

В северной части на пологом склоне, опускающемся в эту котловину, отлагались флювиогляциальные осадки, образовавшие задр.

В южной, наиболее глубокой части впадины возник озерный бассейн, на дне которого отлагались ленточные глины и супеси, отмеченные в районе Пялозеро. В дальнейшем вследствие косою поднятия местности произошел частичный спуск вод этого водоема и обнажились ленточные отложения, развитые к северу от Ондозера, представляющего собой реликт древнего обширного бассейна.

Такой же характер имеет озерная равнина, расположенная в районе среднего течения р. Муезерки, где также наблюдается переход задра в озерную равнину. Водоем, сухое днище которого наблюдается в настоящее время в районе р. Муезерки, представлял собой плотинное озеро, подпруженное камовыми образованиями. Вследствие размыва этих камовых плотин произошел спуск вод бассейна, и р. Муезерка получила возможность стока в депрессию р. Чирка-Кемь. В районе озерной равнины долина р. Муезерки обрамляется прекрасно выраженным абразионным уступом, выработанным рекою в толще озерных осадков.

В верхнем течении р. Чирка-Кемь, к юго-западу и северо-востоку от массива Кеми-вара расположены равнины — частично заболоченные озерные днища; эти озера были спущены рекою Чирка-Кемь, и о существовании этих бассейнов свидетельствуют мощные толщи горизонтальнослоистых песчаных осадков.

Следует также отметить озерную равнину, расположенную к северо-западу от Гимольского озера (точнее от оз. Ройк-Наволоцкого), которая трактовалась как зандр. По последним данным, флювиогляциальное происхождение равнины не подтверждается, так как здесь развиты осадки озерного типа. Спуск озерного бассейна произошел, по видимому, недавно, так как верхние горизонты осадков представлены мощной толщей илловатых диатомитов, весьма молодых по возрасту. Типичное древнее озерное днище наблюдалось также к востоку от Ковдозера. Большая часть озерной равнины заболочена. Среди болота наблюдается ряд мелких реликтовых озер (ламбушек). В западной части болота развиты пески и отчетливо выражены два террасовых уступа. Кроме отмеченных равнин озерного происхождения Западная Карелия изобилует заросшими озерами, которые часто можно наблюдать в понижениях коренного рельефа.

К описываемым формам относятся также террасы, наблюдаемые по берегам озер и по краям древних озерных днищ.

Три хорошо выраженные террасы были обнаружены по берегам Тикшозера в районе впадения р. Койдо-Деги и в районе пос. Тикшозера. Высота наиболее древней террасы 5 м, второй — 1,5 м и третьей — от 0 до 0,5 м.

Хорошо выражены террасы по берегам озер Гимольского, Ругозера, Боярского и многих других водоемов, террасы, обрамляющие древнее озерное днище, обнаруженное между р. Чирка-Кемью и Челмозером, а также террасовый уступ в среднем течении р. Муезерки, образовавшийся вследствие эрозии проточными водами в период спуска древнего озерного бассейна.

### **Краткая история образования и возраст форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции**

Выше были подробно описаны аккумулятивные формы рельефа, которые на изученной территории протягиваются в виде полос определенной ориентировки. Сочетание этих форм образует краевой ледниковый комплекс, который наиболее отчетливо выражен в центральной части исследованной местности, пересекая ее почти в строго широтном направлении. Вопросу истории образования этих форм большое внимание было уделено И. Покровской, В. Дементьевым, М. Лавровой и В. Шарковым. К сожалению, далеко не все материалы указанных авторов опубликованы [5, 9, 19].

Внимание геологов давно привлекал вопрос о местоположении и распространении на территории Карелии двойной линии конечных морен, известных в финской литературе под названием Сальпауссельке. Этот вопрос является весьма актуальным в геологии Карелии, так как время образования внутренней Сальпауссельке («0» по шкале Саурамо) определено довольно точно с помощью геохронологического метода.

В 90-х годах прошлого столетия вопросу прослеживания гряд Сальпауссельке были посвящены исследования Розберга [30, 31], который пришел к заключению о распространении внешней Сальпауссельке на территории Русской Карелии. Утверждения Розберга до последних лет были незыблемы и подтверждались исследователями, занимавшимися специально вопросом изучения строения и распространения конечных морен, а также геологами, производившими региональную съемку.

Внешняя Сальпауссельке по данным этих геологов переходит на территорию Карелии в районе хут. Шаверки и Моткозера (Сунского) и хорошо прослеживается до высот Сойна-Горы, образованных коренными породами, где обилие крупных кристаллических массивов препятствовало образованию конечных морен, вследствие чего к востоку от Сайна-Горы краевые формы представлены слабо выраженными в рельефе холмами. Отчетливо выраженные конечные морены отмечаются вновь в районе оз. Гимольского, от которого они прослеживаются до высот горы Вотто-вара. Последний пункт, представляющий одну из наиболее повышенных точек 39-го листа, опять нарушает правильные очертания конечноморенной гряды, которая вновь обнаруживается в районе оз. Н. Меча. Далее к востоку следы внешней Сальпауссельке прослеживаются на западном берегу Унутозера. Еще более мощное развитие она получает в районе Меслозера, Чио-салмы и Самсоновой горы и, наконец, на западном берегу Онодозера, после чего следы конечноморенных образований в восточном направлении пропадают, хотя обширная заболоченная низина Выгозера и не могла представлять какого-либо препятствия к отложению здесь цепей конечных морен.

В 1936 г. центральная и северная части интересующей нас области были посещены И. Покровской, которая детально изучала развитие здесь конечноморенные образования. На основании этих исследований И. Покровская пришла к выводу, что краевые образования, наблюдаемые в районе Ребольского озера, Муезера, Тикшозера, Андроновой Горы и Ругозера, являются продолжением внутренней Сальпауссельке. В работе указанного автора отмечается, что от Ругозера краевые образования отклоняются на север и через районы оз. Хижозеро, Чирка-Кемь и Юшкозеро направляются к Ухте. Северным продолжением «Ухтинской ветви» внутренней Сальпауссельке являются аккумулятивные формы окрестностей Шомбозера и отмеченные Дементьевым гряды в районе Топозера.

Таковы в общих чертах сведения о простирации конечноморенных образований центральной части Западной Карелии. Формирование конечных морен по аналогии с финскими Сальпауссельке датируется концом готигляциального и началом финигляциального периодов.

Материалы, собранные автором настоящего очерка за 1946 и 1947 гг., не позволяют полностью согласиться с выводами вышеуказанных исследователей [1, 2].

Перейдем к рассмотрению фактических материалов. На расстоянии 2 км к юго-востоку от д. Ключина Гора на склонах кристаллической возвышенности наблюдаются невысокие моренные холмы, занимающие площадь, не превышающую 2,5 км<sup>2</sup>. К востоку от группы холмов рельеф местности приобретает спокойный характер, который не изменяется вплоть до берегов Гимольского (точнее Ройкнаволоцкого) озера. Оба эти озера обрамлены почти сплошной полосой песчаных озерных отложений, особенно широко развитых к северо-западу от этих водоемов в бассейне р. Суны. Характер озерных отложений весьма разнообразен, что свидетельствует о продолжительном периоде существования обширного озерного бассейна, реликтом которого является Гимольское озеро. В южной части последнего в районе истока р. Суны, согласно устного сообщения геолога Гальперина, нижние горизонты озерной толщи представлены ленточными глинами. Озерно-ледниковые слои покрываются горизонтально-слоистыми песками, имеющими широкое распространение в окрестностях Гимольского озера и в бассейне р. Суны между Моткозером и оз. Ройк-Наволоцким. В среднем течении р. Мотко песчаные горизонтально-слоистые осадки перекрываются иловатыми супесями, переходящими кверху в илы, богатые диатомовыми, и диатомиты (данные геолога Г. Макеенко [12]).

К северо-востоку и востоку от Гимольского озера простирается плоская, местами слабо всхолмленная равнина, на поверхности которой развита основная морена. Озерные осадки в виде довольно узкой полосы отмечены лишь в районе р. Торосозерки, между оз. Гимольским и Торосозером, а также в районе Воттоозера и Арьянукс. В пределах равнины, расположенной между возвышенностями Ключиной горы и массивами Вотто-вара, было отмечено восемь коротких озов, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Озы короткие, длиной не более 2 км. Расстояние между грядами не менее 4 км. Наиболее крупная гряда, длиной около 6 км, расположена к юго-востоку от оз. Торос.

К востоку от Воттоозера, в районе нижнего течения р. Тяжа, расположена группа камовых холмов, занимающая площадь около 1 км<sup>2</sup>.

Как видно из приведенного материала, нет достаточных оснований считать перечисленные аккумулятивные формы краевыми образованиями. Конечных морен, непрерывно прослеживающихся от оз. Ройк-Наволоцкого до высот Вотто-вары, несмотря на самую тщательную воздушную разведку, обнаружить не удалось.

Значительно большее развитие камовые образования имеют в пределах низкогорного сельгового рельефа, лежащего к востоку от Селецкого озера. Но говорить о них как о краевом ледниковом комплексе нет никаких оснований.

Согласно данным В. Перевозчиковой, в районе Маслозера конечные морены также отсутствуют. Песчаные отложения, развитые в районе Маслозера—Сяргозера, озерного происхождения, и нет оснований считать их флювиогляциальными. Таким образом, материалы, собранные геологами Ленинградского управления за последние годы, не подтверждают выводы М. Лавровой и других о наличии конечных морен в рассмотренном районе.

Перейдем к рассмотрению краевых образований, сопоставляемых с конечной мореной — внутренней Сальпауссельке. Как уже было отмечено, краевые образования в центральной части района наблюдались рядом исследователей, среди которых видное место занимает И. Покровская. Краевой комплекс здесь отчетливо прослеживается от Ребольского озера до Ругозера, отклоняясь от последнего к северо-востоку. Как указывает И. Покровская, краевые образования внутренней Сальпауссельке от Хижозера круто поворачивают на север и вдоль р. Чирка-Кеми протягиваются к Юшкозеру и далее к Ухте, образуя Ухтинскую ветвь внутренней Сальпауссельке.

В 1946 г. автор настоящего очерка имел возможность исследовать окрестности Хижозера и районы, расположенные к северо-востоку от этого озера. В 1947 г. был организован специальный полет с целью изучения краевых образований в районе р. Чирка-Кеми, между Хижозером и Юшкозером. В результате проведенных работ был собран дополнительный материал по краевым образованиям, позволяющий уточнить направление их развития от берегов Хижозера. Как показали наблюдения, к северу от Хижозера на протяжении 8 км прослеживается основная морена, развитая на поверхности волнистой равнины. Посреди этой равнины наблюдается озовая гряда, прослеживающаяся в северо-северо-западном направлении от Хижозера к юго-восточному побережью оз. Компаковского. К западу от оз. Березова и к северу от оз. Компаковского простирается обширная плоская, местами заболоченная равнина, сложенная озерными песками. К северо-западу от этого древнего озерного дна простирается волнистая моренная равнина, изобилующая болотными массивами. Ближе к р. Чирка-Кемь морена сменяется безвалунными песками. Рельеф становится более плоским. Спокойный характер рельефа нарушает мощный одинокий оз, размываемый рекою в районе пересечения ею 64 параллели. На левобережье р. Чирка-Кеми

были отмечены разрозненные группы камов и одиночные озы. Такой характер местности сохраняется вплоть до Юшкозера.

Несколько иной характер имеет рельеф района, расположенного к северо-востоку от Хижозера. К востоку от этого водоема простираются зандры, прослеживающиеся до Шурозера и Пертозера. В окрестностях Шурозера зандры примыкают к камовым конечным моренам, занимающим обширную площадь между Шурозером и оз. Тунгудским. Восточнее Тунгудского озера камы сменяются холмисто-моренным ландшафтом, прослеживающимся по южному берегу р. Тунгуды. Далее по направлению к востоку краевые образования прерываются и обнаруживаются вновь в районе Шурозера, где краевой комплекс представлен исключительно полно.

Покровская отмечает: «Для Ухтинской ветви Сальпауссельке характерно меньшее количество валунного материала, чем в Ругозерской ветви, большая его окатанность, лучшая сортированность и большая мелкость песков, слагающих озы» [19]. Большое количество комов в этой ветви Сальпауссельке Покровская связывает с рельефом коренных пород, так как значительные депрессии коренного рельефа содействовали образованию застойного или мертвого льда.

Вывод Покровской о значительной роли «мертвого» льда и озерно-ледниковых бассейнов в формировании аккумулятивных форм, наблюдаемых в пределах северо-западной части Центральной Карелии, подтверждается нашими двухлетними исследованиями.

При изучении четвертичных отложений и форм рельефа привлекает внимание полное отсутствие краевых образований к северу от линии Беломорск—Реболы. Они вновь наблюдаются уже в пределах Северной Карелии по линии Ковдозеро—оз. Толванд (материалы С. В. Эпштейна [24]). Согласно собранным в последние годы материалам с учетом всех данных по краевым образованиям Центральной и Северной Карелии, последняя стадия активного льда отмечается краевым комплексом, наблюдаемым по линии Ребольское озеро—Ругозеро—оз. Тунгудское—Шурозеро—Беломорск—Соловецкие острова—Княжая губа—Ковдозеро—оз. Толванд.

Таким образом, краевые образования имеют форму сильно выпуклой к востоку дуги. В пределах последней отсутствуют формы, происхождение которых могло бы быть связано с активным краем ледника. После образования краевого комплекса по описанной выше линии таяние ледника происходило на всей площади одновременно и не нарушалось позже осциляторными подвижками. Уменьшение мощности ледникового покрова способствовало отделению от активного центра обширного поля «мертвого» льда, покрывающего Центральную и Северную Карелию. Ледоразделом, способствовавшим этому отделению, повидимому, являлись меридионально ориентированные хребты, расположенные в восточной части Северной Финляндии. Относительно возраста краевых образований, маркирующих положение края последней стадии активного льда, можно отметить следующее. В районах, тяготеющих к морю, были отмечены переходы флювиогляциальных отложений, входящих в состав краевого комплекса, в морские осадки, которые по возрасту соответствуют первой иольдиевой трансгрессии (по Мунте).

Таким образом, напрашивается вывод, что формирование этих краевых образований предшествовало формированию внешней Сальпауссельке.

Позднейшие подвижки ледникового края, с которыми связано образование Сальпауссельке, по всей вероятности, не распространялись на территорию Карелии (исключая Приладожье). Это обстоятельство можно объяснить неспособностью ледника перевалить через высокие массивы Маансельке, преграждавшие ему путь к востоку, так как в этот период льды, повидимому, не обладали достаточной мощностью.

В заключение следует отметить, что краевые образования (камы, озы и зандры), широко развитые на территории центральной части Западной Карелии, являются богатым источником строительного материала. Крупные скопления валунов, гравийно-галечного материала и песка могут быть широко использованы при постройке шоссе и железных дорог.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Апухтин Н. И. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Кеми. Изв. Карело-Финской базы АН СССР, вып. II, 1948.
2. Апухтин Н. И. Отчет о работах Аэровизуальной партии, проведенных летом 1947 г. в Ружозерском, Калевальском, Сегозерском, Петровском и Ребольском районах КФССР. Фонды СЗГУ, 1948.
3. Даниловский И. В. Маршрутные геологические исследования отложений четвертичной системы 38-го листа. 10-верстная геологическая карта (Кемско-Ухтинский край). 1933.
4. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении ознов. Геологический вестник, т. V, вып. 4—5, 1926—1927 гг.
5. Дементьев В. А. Отчет о работах четвертичной геологической съемки в Средней Карелии летом 1934 г. Кемско-Ухтинская геологическая партия. Фонды ЦНИГРИ.
6. Дюков С. А. Отчет о геолого-съёмочных работах в северо-западной части Ружозерского и южной части Ухтинского районов КФССР. Фонды ЛГУ, 1948.
7. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олоонецкой губернии. Материалы для геологии России, т. VII, СПб, 1877.
8. Кошиц К. М. Отчет о работах Ухтинской геолого-съёмочной партии. 1932. Фонды ЛГУ.
9. Лаврова М. А. К изучению четвертичных отложений Западной Карелии (рукопись).
10. Лазуткин Ф. И. Отчет о геолого-съёмочных работах в северной и юго-западной частях Тунгудского района КФССР, 1946—1947 гг. Фонды ЛГУ.
11. Ловицкий Д. К. Отчет о геолого-съёмочных работах в южной части Тунгудского и северо-восточной части Сегежского районов КФССР, 1946. Фонды ЛГУ.
12. Макеенко Г. Т. при участии Туркиной Т. Г., Брауде Р. М. и Барановой А. И. Отчет о геолого-съёмочных работах, проведенных в западной части Сегозерского и северной части Петровского районов КФССР в 1947 г. Фонд ЛГУ.
13. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. II Изд. Гос. географ. общ., XV вып. 5 Л., 1933.
14. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива, 11 изд. Гос. географ. общ., т. 67, вып. 1, 1935.
15. Миндлина А. А. и Кириченко Л. А. Отчет о геологической съемке центральной части Ружозерского района КФССР в 1947 г. Фонды ЛГУ.
16. Миклуха-Маклай М. Н. О ледниковом наносе в Кемском и Олонецком уездах. Олонецк. губ. Зап. Мин. общ., т. 99, СПб, 1892.
17. Перевозчикова В. А. Отчет о работах Муезерской партии в западной части Ружозерского района КФССР в 1947 г. Фонды ЛГУ.
18. Перевозчикова В. А. Отчет о работах Паданской геолого-съёмочной партии за 1946 г. Фонды ЛГУ.
19. Покровская И. М. Отчет о работах Карельской четвертичной партии в 1936 г. Фонды ЦНИГРИ.
20. Судовиков Н. Г. Докембрийские породы Ребельско-Кимасозерского района. Тр. СЗГРТ, вып. 5, 1933.
21. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. Справочник «Полезные ископаемые Ленобласти и Карельской АССР», ч. II, Карельская АССР, Л., 1933.
22. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5. АН СССР, 1935.
23. Хазанович К. К. Геологическое строение района Гимольского месторождения железных руд КФССР, 1946 г. (рукопись).
24. Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. ЛГРТ, вып. 7, Л., 1934.
25. Яковлев С. А. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Тр. 11 Международной конференции АИЧПЕ, вып. 2, Л., 1933.
26. Яковлев С. А. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Европейской части Союза ССР. Фонды Всесоюзного Научно-исследоват. геологического института.
27. De-Geer G. Geochronology of the last 12 000 years. Extrait du Compte Rendus du XI<sup>e</sup> Congrès géologique International.
28. Philipp H. Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Monatsber. 2. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1912.

29. Ramsay W. On relations between crustal movements and variations of sea level during the late quaternary time especially in Fennoscandia, Fennia, 44.

30. Rosberg I. Itbildningar i Karelen med Särskild hänsyn till de Kareliska rändmoränerna, Fennia, v. VII, № 2, 1892.

31. Rosberg I. Itbildningar i Karelen med Särskild hänsyn till rändmoränerna, Fennia, v. XIV, № 7, 1897—1899.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  | Стр. |
|--|------|
| Г. П. Филинцев, К. А. Шуркин, А. И. Козлов. Пути использования керамических пегматитов в Карело-Финской ССР. . . . . | 3    |
| К. А. Шуркин. Материалы к изучению тектоники северного побережья Ладожского озера. . . . .                           | 14   |
| Г. С. Бискэ. Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья. . . . .                                    | 35   |
| Т. В. Перекалина. Сложная бескорневая интрузия Перяньеми. . . . .  | 79   |
| Г. С. Бискэ. О краевых образованиях ледника в Карелии. . . . .   | 90   |
| Н. И. Апухтин. Геоморфологический очерк центральной части Западной Карелии. . . . .                                  | 101  |

---