

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**Т Р У Д Ы**  
**ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

**ВЫПУСК II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 1)**

**Н. И. СОУСТОВ и В. М. КУПЛЕТСКИЙ**

**МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

## ОГЛАВЛЕНИЕ

*Стр.*

*Н. И. СОУСТОВ*

Геолого-петрографический очерк восточных предгорий Чуна-тундры на Кольском полуострове . . . . . 1

*Б. М. КУПЛЕТСКИЙ*

Химико-петрографическая характеристика пироксенитовой интрузии у ст. Африканды на Кольском полуострове . . . . . 33

Н. И. СОУСТОВ

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ  
ЧУНА-ТУНДРЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ****ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1935 года между 1 августа и 15 сентября автор настоящей статьи имел возможность посетить мало изученный в геологическом отношении до последнего времени район, составляющий восточные предгорья южных отрогов Чуна-тундры на Кольском полуострове.

К этому времени совместными работами сотрудников Академии Наук и треста «Апатит», проводившимися в течение 1933—1934 гг., было закончено в главных чертах изучение полосы зеленокаменных пород из свиты «Имандра-Варзуга» в территориальных пределах оз. Имандра — верхнее течение р. Умба (фиг. 1), а еще раньше того Б. М. Куплетским была проведена большая работа по изучению габбрового массива Чуна-тундры, результаты которой опубликованы в печати (1933).

Таким образом, описываемый в настоящей статье район, лежащий на прямом продолжении к западу зеленокаменной свиты «Имандра-Варзуга» и примыкающий со стороны своих западных границ к массиву Чуна-тундры, представлял пробел в геологическом картировании большой полосы, протягивающейся вдоль южного контакта Хибинских тундр от Умба-озера до Чуна-тундры. Ставя работы по заполнению этого пробела, мы имели в виду определить характер дальнейшего распространения свиты зеленокаменных пород по западным берегам оз. Имандра в связи с возможностью обнаружения среди них горизонта базальных конгломератов, на присутствие которых указывал в своей работе Н. Г. Судовиков (1935). В задачу наших исследований входило также выявление контакта между зеленокаменными породами и подстилающей их более древней толщей гнейсов, гранитов и их мигматитов, который в районах предыдущих лет работ к востоку от оз. Имандра, из-за условий сильной заболоченности, нигде прослежен не был. На ряду с этим необходимо было установить и возможное продолжение на запад полосы известняков и доломитов, обнаруженной автором настоящей статьи в 1934 г. среди зеленокаменных пород у ст. Титан, Кировской ж. д., с тем, чтобы дать направление дальнейшим разведочным работам на этот вид дефицитного в условиях Кольского полуострова полезного ископаемого. По независящим от нас обстоятельствам полевая работа началась сравнительно поздно, вследствие чего мы вынуждены были несколько форсировать наши исследования, не останавливаясь подолгу на обнажениях и жертвуя некоторыми подробностями нередко в ущерб делу. Однако, несмотря на это, результаты, полученные после изучения района, выявили некоторые новые данные, которые мы и сочли возможным опубликовать в качестве материала для изучения геологии этой части Кольского полуострова.

Экспедиция проводилась Петрографическим институтом Академии Наук СССР и финансировалась трестом «Апатит».

В выполнении заданий принимали участие, помимо автора, студенты Ленинградского государственного университета и Московского геолого-разведочного института Б. В. Шлихтер и Б. Г. Малышев, которым автор выражает большую благодарность.

В виду отсутствия для района исследования сколько-нибудь удовлетворительных карт, в качестве материалов для составления топографической основы были использованы: батиметрическая карта оз. Имандра, опубликованная Г. Д. Рихтером в 1926 г., в масштабе 1 : 100 000, и карта Д. М. Шрейдера 1931 г. в масштабе 1 : 200 000, приложенная к работе Б. М. Куплетского о Чула-тундре. Некоторые внутренние детали нанесены по данным собственных наблюдений, так как при сведении в одно целое различных участков получились большие неувязки.

### КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Изученная территория посещалась и до того рядом исследователей, но большей частью попутно с другими заданиями. Так, в 1917 г. Н. Г. Кассин (1923), производивший геологические исследования вдоль Кировской ж. д. от ст. Кандалакша до ст. Оленья, посетил и Иокостровский полуостров оз. Имандра. Он отмечает его строение как гряды-тундры с плоской седловиной, вытянутой в широтном направлении. Северная часть этой тундры сложена, по Кассину, биотитовыми или амфиболовыми гнейсами; с южной же стороны им были обнаружены выходы рассланцованных гранито-диоритов, меняющихся по простиранию от гранитов и диоритов до более основных разновидностей. К северу от оз. Вочеламбины Кассин отмечает грядку массивных пород, вытянутую в широтном направлении. Она сложена биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сечется жилами темной породы, состоящей из крупных выделений авгита, в основной массе буроватого стекла, со столбиками авгита, эгирин-авгита и роговой обманки. К северу от этого места Кассин отмечает еще несколько холмов, сложенных такими же гнейсами.

В 1921 г. по западному побережью оз. Имандра производил географические работы С. А. Григорьев (1924). Он отмечает на северном побережье Кислой губы (залив Соптвун), на Переимок-наволоке, присутствие массивнокристаллической породы зеленоватого цвета, без всяких следов слоистости. В приложении к своей статье Григорьев определяет породу как амфиболит. Все же побережье Кислой губы к западу от этого наволока и вверх по р. Кислой, по наблюдениям Григорьева, сложено сильно дислоцированными кристаллическими сланцами. Эти же сланцы обнажаются на некоторых островах, где иногда собираются в великолепно выраженные складки. Массивнокристаллическую породу, аналогичную той, которая обнажается на Персимок-наволоке, Григорьев обнаружил, кроме того, и на северной оконечности Чуолм-наволока, отделяющего Белую губу от главного бассейна оз. Имандра.

По определению, сделанному в Петрологическом кабинете Московского университета, обе эти породы оказались тождественными. На вершине Иокостровской горы (Чуолмуайв) Григорьев указывает на присутствие массивнокристаллической коренной породы черного цвета с белым, определенной им как амфиболит с лабрадором. Аналогичные породы были обнаружены им и на северном побережье Иокостровской Имандры, на мысах — Лагерном, Тонком, Сосновом и т. д.

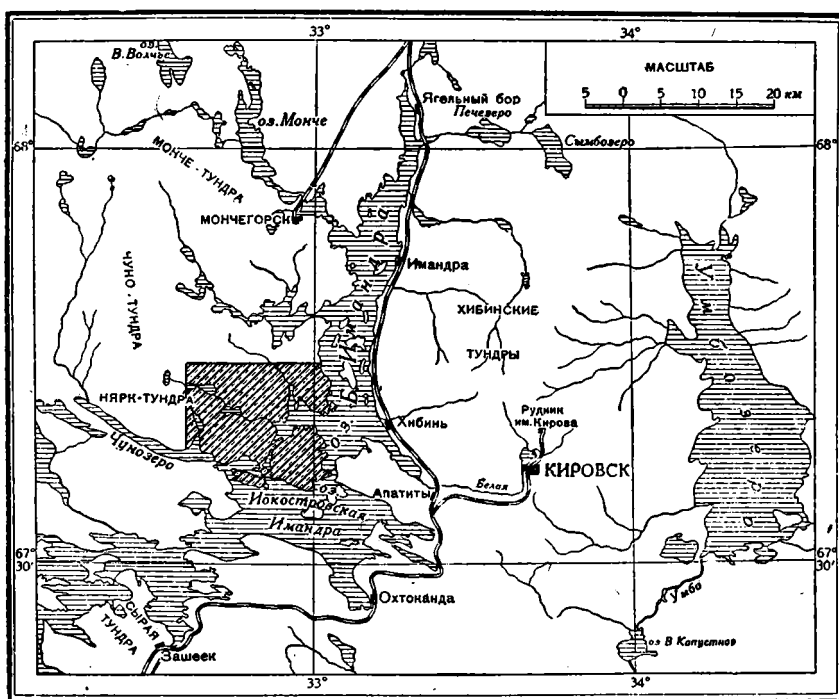
В 1931 г., производя геологические работы на Чула-тундре, Б. М. Куплетский (1933) совершил несколько маршрутов и к юго-востоку от своего района — в предгорные части Чула-тундры. Он указывает на присутствие на вараке <sup>1</sup> Куртваренч, вблизи Вочеламбины, жилы диабазового порфирита и на горе Пыдчелымварь — измененных перекристаллизованных габ-

<sup>1</sup> Варака — небольшая возвышенность, покрытая лесом.

бро. Им же были посещены и описаны вараки к северу от нашего района — Ягельная, Палвыд, Яичная и др., сложенные полевошпатовыми амфиболитами и гнейсами, и во многом аналогичные тем, которые были встречены и нами при наших маршрутах. Наконец, в работе Г. Д. Рихтера об оз. Имандра (1934) мы находим указание на большое разнообразие пород, слагающих побережье Кислой губы, состоящих из различного рода кристаллических сланцев и амфиболитов, и на присутствие среди этих сланцев сильно измененных осадочных пород (силицифицированных известняков и железистых кварцитов). Возвышенности к северу от Кислой губы, по автору, сложены габбро, диабазами и норитами, а побережье Иокостровского пролива — преимущественно роговообманковыми и амфиболовыми сланцами и гнейсами с отдельными выходами диабаза и диорита. Остальная же часть побережья Иокостровской Имандры сложена почти исключительно слюдяными и роговообманковыми сланцами с широтным простиранием.

### ОРОГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА

Район исследования примыкает с западной стороны к восточным отрогам Нярк-тундры, расположенной в свою очередь на продолжении к югу



Фиг. 1. Схематическая карточка района (заштрихован исследованный участок).

габбрового массива Чуна-тундры у Чуна-озера. В противоположность главному меридиональному хребту Чуны, возвышенности Нярк-тундры вытянуты в широтном направлении и сложены, главным образом, гнейсами. Восточной границей исследуемого района служит меридиан узкого Иокостровского пролива, являющегося местом соединения крупнейших водоемов: Большой Имандры на севере и Иокостровской Имандры на юге. Схематическая карта исследуемого района представлена на фиг. 1.

Орографические черты района вполне определяются тем, что он составляет часть обширной Приимандровской низменности. На фоне двух господствующих по ее границам и наивысших вообще точек всей русской Лапландии — с одной стороны, Хибинских гор и, с другой, — массивов Чуна и Монче-тундр — Приимандровская низменность представляется пониженным пространством, заполненным рядом пологих волнистых возвышенностей, разделенных между собой болотными массивами и озерными впадинами. Одной из таких гигантских впадин является и оз. Имандра со всеми ее многочисленными и крайне изрезанными заливами и разветвлениями. Большинство возвышенностей в этой низменности не поднимается выше лесной зоны и доверху покрыто лесом, и только некоторые из них имеют голые вершины с выходами коренных пород.

Район исследования по характеру его поверхности можно разделить на две части, несколько отличающиеся между собой. Западная половина района, от оз. Кислого до Чуна-тундры, представляет сильно всхолмленную местность, занятую рядом невысоких лесистых гряд-варак, либо сплошь покрытых лесом, либо обнаруживающих голую вершину с редким мелким березняком. К ним относятся: Малые березовые вараки, Большие березовые вараки, Волчьи вараки, Рехкальная, Куртваренч, Пыдчелымварь и т. д. Склоны перечисленных варак по большей части крутые, строение симметричное.

Пониженные равнины между этими возвышенностями сравнительно небольшие и легко проходимые, так как болотистых участков на пути встречается мало. Исключением является русло р. Курковой, прокладывающей себе путь по большим заболоченным массивам.

Местность к востоку от оз. Кислого до Иокостровского пролива имеет более простое строение, представляя холмистую равнину, резко приподнятую в центральной части плоскими возвышенностями Чуолмуайва и Соптявруайва. Последние составляют одну высокую гряду широтного простирания, ограниченную с обеих сторон депрессиями. К югу от них, до самой Железной губы оз. Имандра, идет область значительного понижения, представленного рядом пологих лесистых гривок, чередующихся с обширными желтыми болотистыми участками; к северу же, по направлению к Кислой губе, местность более всхолмлена и заполнена рядом невысоких горюшек до самого озера.

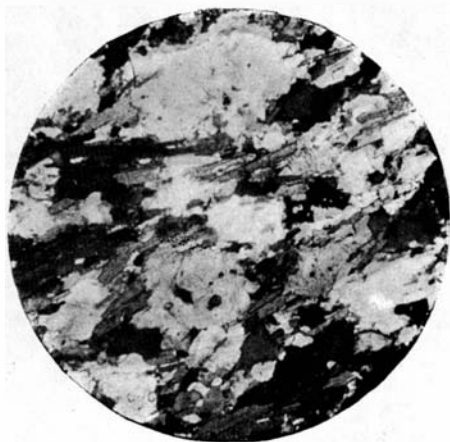
Кроме всех перечисленных здесь возвышенностей, к северу от оз. Кислого нужно отметить вараку Кислую — у западного побережья Кислой губы — и вараку Перькварь, образующую ряд возвышенностей между Большой Имандрой и Юрпа-губой.

Большинство из рассмотренных здесь возвышенностей вытянуто по длинной оси в направлении запад-восток или северо-запад. Благодаря этому в местном рельефе, в некоторых случаях, хорошо выделяются несколько орографических линий параллельного простирания.

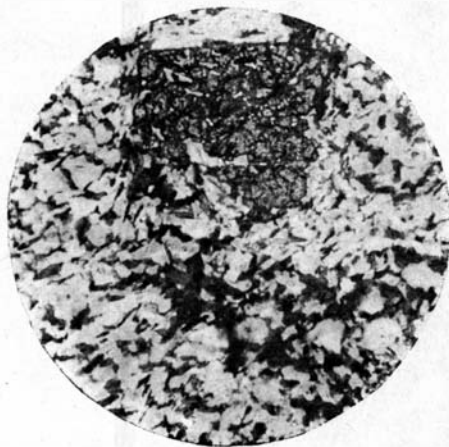
На образование современных форм рельефа, помимо ледниковой эрозии, в первую очередь оказали влияние древние складчатые дислокации, собравшие архейскую толщу гнейсов в ряд крупных складок. Н. Г. Кассин отмечает три таких региональных складки с осями антиклиналей: на широте Пип-озера, Охта-Канды и губы Печа. В исследованном районе простирание складчатости гнейсов З—В или ЗСЗ—ВЮВ; падение — в северных румбах при мало варьирующих углах.

На эту систему древних тектонических линий, имеющих широкий региональный характер, наложился более молодые местные дислокации, связанные с разломами как меридионального, так и широтного направления. Примерами первых в исследуемом районе могут служить падены, заполненные оз. Кислым и Хибинской Имандрой; примерами вторых — Вочеламбина и Иокостровская Имандра.

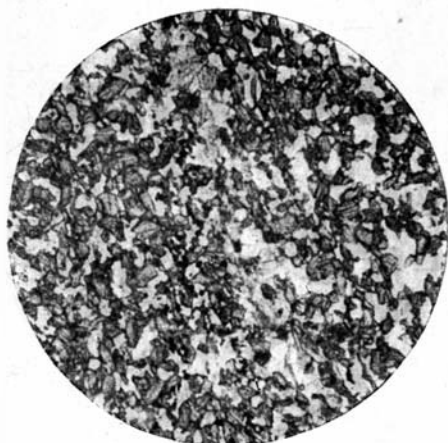
Ледниковая деятельность, оставившая повсюду следы на местном ландшафте, выразилась как в общем смягчении форм рельефа, благодаря огла-



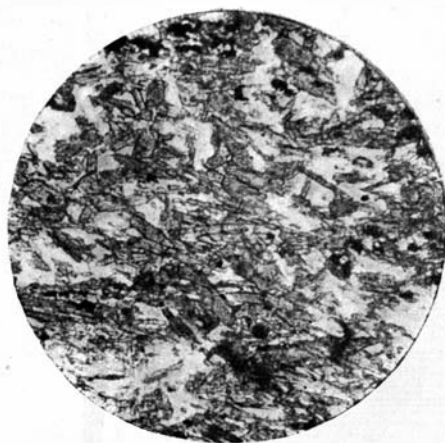
Фиг. 2. Микроструктура гнейсов из нижних горизонтов (мigmatиты олигоклазовых гранитов)  $\times 16$ , ник. ||.



Фиг. 5. Микроструктура биотит-гранатового сланца. В центре — порфиروбласты граната.  $\times 16$ , ник. ||.



Фиг. 6. Микроструктура метаморфизованного известкового сланца.  $\times 16$ , ник. ||.



Фиг. 7. Микроструктура сланцеватого амфиболита. Серые — призмочки роговой обманки; белые — зерна плагиоклаза; черные — магнетит.  $\times 16$  ник. ||

живанию и отшлифовке скал, так и в расширении и углублении долин. Многочисленные крупные валуны посторонних пород, находящиеся на вершинах тундр, отложения конечных морен из песчано-валунного материала, возвышающихся отдельными грядами и островами среди болот, свидетельствуют об энергичной деятельности ледников. Однако мощность рыхлых ледниковых паносов здесь почти всюду незначительна и, как показали некоторые распуфровки, не превышает нескольких метров. В связи с этим заслуживает внимания указание Григорьева на то, что эта часть Заимандрья представляет собой типичную область ледникового сноса, где эрозионная деятельность преобладает над аккумулятивной.

К числу особенностей исследуемого района нужно отнести незначительное развитие в нем речной сети. Реки района немногочисленны и среди них следует выделить лишь р. Курковую (Кислую), впадающую с запада в Кислую губу оз. Имандра.

К северу от р. Курковой, до самой Вите-реки, не встречается ни одной сколько-нибудь значительной реки, кроме небольших ручьев, из которых самым большим в исследуемом районе является ручей Собачий, впадающий в вершину Нюрпа-губы. К западу от Иокостровского пролива до оз. Кислого, на всем этом участке полуострова, заметных ручьев и рек не имеется. Озеро Кислое лежит в длинной меридиональной впадине и вытянуто поперек всего полуострова — от Железной губы Иокостровской Имандры на юге до Кислой губы Большой Имандры на севере. Небольшим ручьем Кислым оно соединяется с внутренним заливом оз. Имандра — Вочеламбиной. Последняя, с противоположной стороны, через довольно значительный приток р. Нижней Чуны соединяется на западе с Чун-озером. Кроме этих рек, нужно еще отметить несколько значительных ручьев по западной окраине нашего района и среди них ручей Ельвярик, соединяющий оз. Ельвявр с восточным расширением Чун-озера, а также несколько ручьев, впадающих с севера в Вочеламбину.

### ОБЩИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Почти всеми исследователями, посещавшими изученный район (Куплетский, Григорьев), не раз указывалось на трудность проведения в нем геологических наблюдений. Это обстоятельство объяснялось ими, с одной стороны, большими трудностями передвижения по заболоченным участкам и кочковатым площадям и, с другой стороны, — почти полным отсутствием на первый взгляд коренных обнажений пород, прикрытых покровом торфа и ледниковых наносов различной мощности. Как показал и наш опыт, число коренных обнажений, иногда на больших площадях, измеряется здесь единицами, и то представленными развалами россышей и разрозненных обломков. Прекрасные обнажения коренных пород встречаются или на вершинах и склонах высоких варак и тундр, или по берегам оз. Имандра. В глубине же материка коренные обнажения лишь изредка удается обнаружить среди плотно одевающего их толстого покрова почв.

В виду этого трудности, возникающие вообще перед всяким исследователем при расчленении сложных комплексов в докембрийских образованиях, значительно увеличиваются. Изолированные выходы пород и отдельных свит, распределенных большей частью без всякой точно фиксируемой связи среди сплошного развития моренного наноса, затрудняют составление хорошо обоснованных стратиграфических схем. Поэтому приводимая нами ниже стратиграфическая схема должна рассматриваться только как предварительная, будучи основана либо на аналогии с соседним районом главного хребта Чуна-тундры, либо имея в виду более или менее детально разработанную в настоящее время стратиграфию докембрия других районов Кольского полуострова.



За исключением рыхлых четвертичных наносов, породы исследованного района принадлежат к комплексу докембрийских образований. В основании комплекса залегает серия кристаллических сланцев, прорываемая в разных местах основными и кислыми интрузиями. Серия кристаллических сланцев представлена гнейсами, слюдяно-гранатовыми сланцами, амфиболитами и силифицированными известковыми породами. Среди интрузивов встречаются: граниты, габбро, пироксениты, перидотиты и диабазы.

Кристаллические сланцы отличаются сильной дислоцированностью и, как это можно проследить на ряде обнажений, имеют преобладающее простирание СЗ—ЮВ:  $105\text{—}125^\circ$ , при чаще всего встречающихся у них азимутах падения ССВ:  $15\text{—}35^\circ$ . Несмотря на ряд отклонений в залегании от только что указанного, свидетельствующих о неоднократности и неоднородности деформаций в гнейсо-сланцевой толще при складчатых дислокациях, а также несмотря на ряд энергичных тектонических разрывов, имевших место после этих дислокаций, можно считать, что они не создали резкого нарушения во внутренней тектонике древнего кристаллического основания; поэтому основные линии древней складчатой структуры сохранились довольно отчетливо в исследуемом районе, обнаруживая при близком ознакомлении простое синклинальное строение.

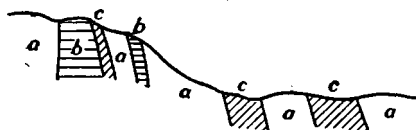
В общем виде мы имеем здесь большую синклинальную складку с СЗ—ЮВ простиранием и с осью, располагающейся приблизительно на широте Вите-губы оз. Имандра. Серия кристаллических сланцев изученной нами площади составляет южное крыло этой региональной синклинали, наклоненное на ССВ под углом  $35\text{—}50^\circ$  и осложненное рядом мелких вторичных складок изоклинального типа. Полевые наблюдения и микроскопическая обработка показывают при этом, что в более глубоких, нижних горизонтах гнейсо-сланцевая толща сложена среднезернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, в значительной степени утеревшими свой первоначальный осадочный облик и, в результате регионального метаморфизма, превращенными, по существу, в мигматиты олигоклазовых гранитов (фиг. 2). В крайних своих типах такие мигматиты мало чем отличаются от самих огнейсованных олигоклазовых гнейсо-гранитов, свидетельствуя о прогрессивно увеличивающемся изменении гнейсовой толщи сверху вниз. Для нас поэтому небезынтересно отметить, что данные, полученные Б. М. Куплетским при изучении района, расположенного несколько южнее здесь описываемого (район ст. Зашеек Кировской ж. д., Сырая тундра, Кожаная тундра и т. д.), указывают на то, что явления такой региональной мигматизации выражены там еще более резко, очевидно, в связи с еще более глубокими сечениями древнего кристаллического основания, вскрытыми эрозией до дневной поверхности. При наших работах мигматизированные гнейсы встречены на южных склопах Ель-лууттиюна, на Куртваренче, на вараках между северным глубоким заливом Вочеламбины и оз. Кислым, на продолжении этих вараков к востоку за оз. Кислое и т. д. Таким образом, они составляют южную половину изученного района.

Во всех указанных пунктах биотитовые гнейсы тесно переслаиваются с биотит-роговообманковыми разностями, причем обе эти группы постоянно обнаруживают между собой переходы, затрудняющие расчленение их в поле. Характерной чертой обеих групп является незначительное содержание в них граната. Гранатовые разновидности гнейсов, отличающиеся заметным содержанием гранатов, встречаются в нижних частях толщи — в полную противоположность верхним ее горизонтам — исключительно редко. Гранат в виде мелких зерен был отмечен здесь лишь в следующих местах: по восточному склону Ельнюнчорра — в биотит-роговообманковых гнейсах — и в биотитовых гнейсах Соптявруайва. Во всех других выходах гнейсов гранат либо не был констатирован вообще, либо его присутствие сводилось при этом к незначительной примеси.

С гнейсами повсюду переслаиваются многочисленные жилы, неправильные прослои, линзы и чечевицы вполне перекристаллизованных амфибо-

литов, осланцованных согласно с окружающей толщей гнейсов. По составу они относятся либо к полевошпатовым амфиболитам, нередко полосчатой текстуры, либо к гранатовым амфиболитам, замечательным по значительному иногда содержанию в них граната. Полная перекристаллизация этих пород не дает никаких указаний для суждения об их первоначальной природе; имеющиеся же на этот счет в литературе те или иные предположения об их генезисе по соседним районам также не всегда достаточно обоснованы с фактической стороны, чтобы можно было использовать их для какого-либо сопоставления.

По направлению вверх мигматизированные гнейсы, без резких перерывов и без нарушений в залегании, переходят в мелкозернистые разности, которыми, в частности, сложены волчьи варакы и северные предгорья Соптявруайва. Помимо своего внешне осадочного облика, эти гнейсы заметно отличаются от предыдущих и своим составом, благодаря обильному появлению в них граната. Последний в большом количестве обогащает породы, развиваясь в виде крупных порфиробластов, величиной до 5 см, хорошо выделяющихся своим красным цветом на светлом фоне гнейсов. Прекрасные обнажения таких гнейсов можно наблюдать, например, на спуске с Волчьих варак к Кислой губе. Гнейсы переслаиваются здесь с рассланцованными амфиболитами и пироксенитами и заключают пакки узловатых гранатомусковитовых сланцев со ставролитом, как это показано на прилагаемых схематических зарисовках (фиг. 3 и 4).



Фиг. 3. Схематический профиль через свиту сланцеватых амфиболитов у спуска с Волчьих варак к Кислой губе.

*a* — гнейсы и сланцы, *b* — пироксениты, *c* — сланцеватые амфиболиты.



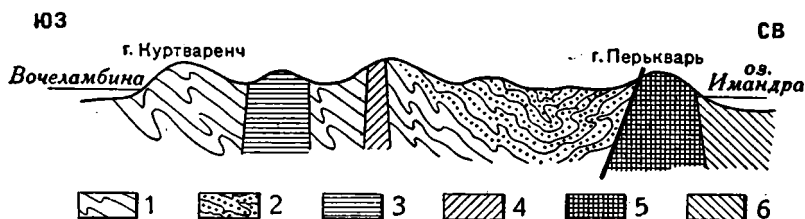
Фиг. 4. Тесная перемежаемость слюняных сланцев с амфиболитами у спуска с Волчьих варак к Кислой губе.

*a* — гнейсы, *c* — сланцеватые амфиболиты.

В дальнейшем, по направлению к северу, гнейсы переходят в мелкозернистые биотит-гранатовые сланцы (фиг. 5), переслаивающиеся со слоистыми диопсид-карбонатными породами (фиг. 6), сланцеватыми амфиболитами и роговообманковыми сланцами (фиг. 7). Среди этих последних местами были встречены разности с отчетливой миндалекаменной текстурой, свидетельствующей об их первоначально эффузивном происхождении. Весь этот сложный комплекс сланцев и рассланцованных амфиболитов занимает все побережье Кислой губы, Большую Березовую вараку и скрывается далее на СЗ под наносом. Везде здесь обращает на себя внимание повсеместное резкое смятие сланцев и гнейсов, выражающееся в раздавливании, перетирании и перекристаллизации пород, с одновременным богатым развитием вторичной мелкой складчатости быстро меняющегося направления падения. Такая тектоническая зона смятия отчетливо выделяется в поле уже при беглом осмотре, вызывая предположение о сильных надвиговых явлениях внутри гнейсо-сланцевой толщи. При этом кажется наиболее вероятным, что эти передвижения и вызываемая ими резкая дислоцированность связаны с надвигом древней архейской глыбы на располагающуюся к СВ от нее более молодую зеленокаменную свиту «Имандра-Варзуга», ближайшие выходы которой отмечены по берегам оз. Имандра и на ее островах. Доказательством этого может служить то обстоятельство, что в приконтактовой области с протерозойской свитой преобладают складки, опрокинутые на север, т. е. в сторону предполагаемого движения глыбы. Было бы очень желательно, чтобы при детальном работах на эту сторону обратили большее внимание.

Ниже нами приводится схематический разрез через гнейсо-сланцевую толщу, проведенный в направлении от Вочеламбины к оз. Имандра (фиг. 8).

Постоянство в залегании пород, наблюдаемое во всем разрезе (исключая зону смятия), наличие переходных членов между нижними и верхними частями толщ, тесное переслаивание роговообманковых сланцев и сланцеватых амфиболитов с гнейсами, а затем и слюдяными сланцами — указывают в общей сложности на то, что здесь мы имеем не разновременные образования, а единую толщу, вскрытую на разных горизонтах, а потому неодинаково повсюду метаморфизованную и прежде всего не в одинаковой степени мигматизированную. Но, прежде чем перейти к рассмотрению отношения серии кристаллических сланцев к гранитным интрузиям, укажем кратко на некоторые характерные особенности, которые постоянно броса-



Фиг. 8. Схематический разрез через гнейсо-сланцевую толщу.

- 1 — гнейсом, 2 — биотит-гранатовые сланцы и сланцеватые амфиболиты, 3 — пироксениты, 4 — кварцевые габбро-нориты, 5 — габбро-диабазы, 6 — зеленые сланцы свиты Имандра—Варзуга, 7 — линия надвига.

ются в глаза при изучении описываемой сланцево-гнейсовой формации. Эти особенности сводятся к следующему.

1. Наиболее распространенная в районе группа биотитовых гнейсов<sup>7</sup> и сланцев отличается постоянным присутствием известкового шпата. Последний образует иногда крупные выделения неправильной формы, включающие круглые зерна кварца и чешуйки слюды. Для районов, расположенных севернее исследованного нами, кальцит в некоторых разностях слюдяных гнейсов отмечался Б. М. Куплетским для Палвыда и для северного конца Яичной тундры. Для сильно мигматизированных разностей гнейсов нижних горизонтов известковый шпат не характерен. В большом количестве здесь присутствует иногда только эпидот.

2. Полевой шпат во всех разновидностях гнейсов представлен плагиоклазом ряда олигоклаз-андезина. Только у западного берега оз. Ельва (гора Ельнунчорр), в районе развития интрузии микроклиновых гранитов, гнейсы заметно обогащаются микроклином. В меньшем количестве появление калиевого полевого шпата отмечалось в виде микроклина в нескольких образцах с Волчьих варах и в виде микроклин-пертита в образцах с Ближней губы оз. Имандра. Влияние гранитных интрузий на появление микроклина во всех этих случаях весьма вероятно.

Гнейсовая формация, аналогичная описываемой здесь, пользуется вообще довольно широким распространением на территории Кольского полуострова и не раз описывалась рядом исследователей и, в частности, с большой подробностью, А. А. Полкановым для северо-западной части полуострова (1935). Многие черты химико-петрографической и геологической характеристики гнейсов являются для всех районов общими, и в этом отношении описываемая нами толща также не является исключением. По своему генезису гнейсы — слюдяные и частью биотит-роговообманковые — являются древней сильно метаморфизованной осадочной толщей. За это убедительно говорит постепенный переход мигматизированных олигоклазовых гнейсов в мелкозернистые гнейсы с значительным содержанием карбоната и в

биотитовые осадочные сланцы, переслаивающиеся со слоистым диопсид-карбонатными породами. С другой стороны, об осадочной природе исходного материала говорят и химические анализы как сланцев (см. стр. 21 настоящей статьи), так и гнейсов (Полканов, 1935, стр. 52 и 91). Если принять все это во внимание, то в согласии с теми представлениями, которые имеются сейчас о стратиграфии Кольского полуострова, эта сильно метаморфизованная осадочная толща должна относиться к самым нижним образованиям архея (свионий).

Для ясности мы должны отметить здесь, что комплекс сланцеватых амфиболитов и роговообманковых сланцев, переслаивающихся с разнообразными гнейсами и сланцами осадочного происхождения, встреченный нами у Кислой губы оз. Имаandra и отнесенный к верхним горизонтам архейской гнейсовой толщи, очень близко напоминает, если можно судить по описаниям, те породы, которые слагают тундры Толпывид-Кеулик (Полканов, 1935, стр. 299 и 325) на территории русской Лапландии и тундры Kaskama-Soorti на финской территории. Hausen (1926), например, указывает, что к югу от зеленокаменных пород Petsamon-Tunturit порядок последовательной смены пород следующий: у самого контакта выступают гранатосодержащие слюдяные кварцито-сланцы; затем следует мощный комплекс амфиболитов, частично сильно рассланцованных, частично более массивных, также часто с гранатом. Дальше к югу появляются более гранитизированные гнейсовые породы. Приводимый им снимок со шлифа гранатосодержащего роговообманкового сланца очень близко напоминает наши образцы.

Описанный А. А. Полкановым комплекс пород, слагающих ряд тундр у финской границы, имеет также много характерных общих черт с комплексом Кислой губы. Наиболее существенные из них следующие: сланцеватые амфиболиты — переслаиваются с пачками биотитовых гнейсов (тундры Толпывид и Чоксолосварь), прорываются в ряде мест перидотитами, судя по петрографическому описанию, совершенно аналогичными перидотитам оз. Кислого и Кислой губы в исследуемом районе, содержат разности, которые являются несомненными эффузивами (метамандельштейны с пустотками), секутся многочисленными полевошпатовыми жилками небольшой мощности и т. д.

Все эти признаки типичны и для описываемой нами свиты у Кислой губы. Наконец, и сами сланцеватые амфиболиты, которым А. А. Полканов в поле дал название «амфиболовых сланцев», по резкому смятию пород, по развитию среди них мелкой складчатости, по микроструктуре и составу как будто бы ничем не отличаются от описываемых нами.

Положение свиты сланцеватых амфиболитов в возрастной схеме Кольского полуострова в настоящее время не совсем определенное. А. А. Полканов, как известно, ранее относивший соответствующие образования Толпывид-Кеулик к ботнию (Полканов, 1935, стр. 311), в последней выпущенной им работе по геологии Кольского полуострова (1936, стр. 51) и в путеводителе к XVII Международному геологическому конгрессу предположительно причисляет их к карельским образованиям (нижний отдел), основываясь на различном характере движений в ботнийских и карельских образованиях.

Эта неясность в возрастном положении свиты заставила нас более внимательно изучить в поле отношение сланцеватых амфиболитов Кислой губы к подстилающим их гнейсам. Как мы уже отмечали, выводы, к которым мы пришли, не позволяют выделять гнейсы и сланцеватые амфиболиты Кислой губы в разновременные образования. Главнейшим возражением против этого является то, что нигде во всем разрезе — от слюдяно-гранатовых сланцев Кислой губы до мигматизированных олигоклазовых гнейсов Куртваренча — не фиксируется никаких признаков дерыва или резкой смены формаций.

Наоборот, переход от гнейсов к сланцам самых верхних горизонтов очень постепенный и незаметный. С другой стороны, типичные слан-

цеватые амфиболиты и амфиболит-мандельштейны Кислой губы встречаются в тесном переслаивании не только со слюдяно-гранатовыми сланцами, но и с подстилающими их гнейсами; так же, как и пироксениты, прорывающие толщу гнейсов у Вочеламбины, прорывают и комплекс сланцев Кислой губы. Все эти обстоятельства заставляют нас отнестись к образованию Кислой губы к той же архейской формации, что и гнейсы.

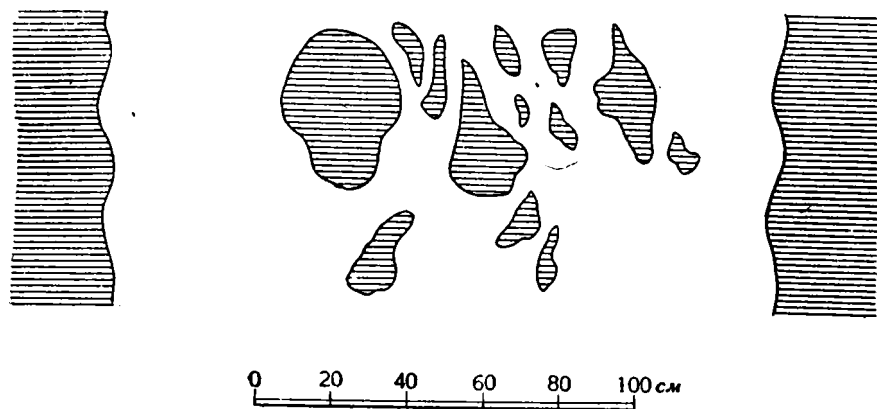
Гнейсы повсюду перебиты огромным количеством кварцевых жил и прожилочков и пронизаны по сланцеватости многочисленными жилами и тонкими инъекциями гранитов и аплитов, являющихся либо отпрысками обширнейших, еще не вскрытых гранитных интрузий, либо венитовыми жилками в смысле Хольмквиста (Holmqvist, 1921), образовавшимися в результате выборочного плавления и сегрегации материала после перекристаллизации самой гнейсовой толщи в глубоких сечениях земной коры. В том или ином случае масштаб явлений такой гранитизации в нижних горизонтах нашей сланцево-гнейсовой толщи приобретает настолько широкий размер, что заставляет, по существу, рассматривать теперь гнейсы как предельно смешанные породы, микстогнейсы или «мigmatиты». Наоборот, влияние гранитных инъекций в верхних горизонтах выражено значительно слабее: здесь нигде не встречено гранитных жил, секущих сланцы, и влияние гранитных эманаций проявляется лишь в скаполитизации полевых шпатов, появлении мелких (2—5 см мощности) жилок полевого шпата, в развитии громадного количества граната и в спорадическом появлении турмалина, микроклина и т. д.

В исследуемом районе всю совокупность явлений мигматизации можно связывать с воздействием двух разновозрастных интрузий гранитов, из которых более древняя интрузия олигоклазовых гранитов явилась, в частности, источником богатого привноса щелочей (главным образом натрия) из магмы в окружающую среду, при пропитывании ее тонкими гранитными эманациями. Это сказалось, как мы видели, в широком распространении среди гнейсовой толщи — плагиогнейсов, с преимущественным содержанием натрового плагиоклаза (олигоклаза). При этом сам олигоклазовый гранит, мигматизировавший толщу гнейсов, настолько тесно связан с ней в своем развитии, что выделить его в виде самостоятельных тел на значительной площади не представляется возможным. Встречающиеся иногда поля огневосованных гнейсо-гранитов, для которых можно было бы предположить первично изверженное происхождение, имеют обычно характер диоритовых пород — вследствие незначительного содержания в них кварца. Возраст олигоклазовых гранитов А. А. Полканов, изучавший большие поля их развития в северо-западной части Кольского полуострова, относит к раннему архею (постевиний).

С другой стороны, появление в гнейсах многочисленных послонных инъекций гранитов и аплитов, отличающихся значительным содержанием микроклина и приводящих к развитию больших площадей жилковатых гнейсов и артеритовых мигматитов, прекрасные образцы которых можно наблюдать, например, на восточном конце Волчьих варах, указывает на наличие в районе более молодых гранитных интрузий. В противоположность олигоклазовым гнейсо-гранитам, эти интрузии более молодых микроклиновых гранитов, кроме тонких жильных инъекций в гнейсы, образуют иногда и большие самостоятельные массивы. К последним относится гранитная интрузия южных склонов Ельнюна и Ельявруайвенча. Здесь микроклиновый красный гранит образует, во-первых, крупные поля послонных инъекций, по несколько десятков метров мощности, в гнейсовую толщу, окружающую габбровые интрузии Ельнюна и Ельявруайвенча, входя в прямой контакт с этими интрузиями с их южной стороны, а, во-вторых, прорывает в разных местах и сами габбровые интрузии, образуя в габбро многочисленные и разной мощности, вплоть до тончайших инъекций, жилы гранита и пегматита, а также эруптивные брекчии (фиг. 9). Мощность гранитных жил в габбро достигает 6—8 м, причем они нередко располагаются параллельно в неболь-

ном расстоянии друг от друга. Простираение их чаще всего широтное. Параллельно тому же направлению в граните развивается резкая гнейсовая текстура, типичная не только для больших выходов среди гнейсов, но также и для жил, залегающих в габбро. Лишь изредка встречаются среди него более зернистые и неогнейсованные разности.

Гранит сечется жилами пегматита мощностью до одного метра, чаще всего согласного залегания с гнейсоватостью. Кроме них в граните часто встречаются также жилы кварца небольшой мощности, являющиеся более молодыми образованиями, чем пегматиты, которые кварцевыми жилами секутся в ряде случаев вкрест их простирапия. Для определения возраста микроклиновых гранитов имеют, может быть, некоторое значение обнаруженные нами случаи появления в них флюорита — минерала, как известно, характеризующего в Финляндии граниты верхнего докембрия (Eskola, 1914, стр. 29). Флюорит был встречен как в самых гранитах в виде порообразующего минерала (правда, в редких образцах), так и в пегматитовых жилах среди этих гранитов на Ельвяруайвенче, где он образует неправильные выделения в ассоциации с гнездами магнетита. На основании этого при-



Фиг. 9. Жила гранита, прорывающая габбро, со включением многочисленных ороговикованных ксенолитов.

знака возраст микроклиновых гранитов следует относить к протерозою. Это согласуется с ныне принятым определением возраста габбровых интрузий Чуна-гундры, данного Б. М. Куплетским. Последний считает, что, поскольку габбро сечется микроклиновыми гранитами, возраст его не может быть поднят выше протерозоя.

В тесной ассоциации с гнейсами, как мы уже отмечали, находятся многочисленные и разнообразные тела полевошпатовых и гранатовых амфиболитов. Среди них, кроме мелких жил, линз, чечевиц и других мелких залежей, можно выделить и крупные массивы, резко выделяющиеся в рельефе местности и занимающие большие площади. Самые крупные из них составляют наиболее высокие возвышенности в районе, такие, как Чуолмуайв, Соптявруайв, Рехкальная, западные отроги Волчьих варак и др. Из них две первые возвышенности сложены полевошпатовыми амфиболитами, а остальные — гранатовыми амфиболитами.

Большие площади, занимаемые отдельными массивами (Чуолмуайв и Соптявруайв занимают, в общей сложности, площадь не менее 20—22 км<sup>2</sup>), замечательное постоянство на всем протяжении, как внешнего вида, так и минералогического состава, заставляет видеть в этих массивах интрузии древних перекристаллизованных габбро. Причем возраст всех этих интрузий, повидимому, одновременный, так как отличия в текстуре и в вещественном составе (постоянное присутствие, например, граната на Рехкальной

и других вараках) скорее указывают на различный характер метаморфизма, испытанного первоначальными породами, чем на различие в их возрасте. В частности, немалое влияние на характер метаморфизма оказали, повидимому, интенсивность процессов дислокации и воздействия более поздних гранитных интрузий. Так, например, в большинстве случаев гранатовые амфиболиты дислоцированы до состояния полосчатых гнейсов, с многочисленными кварцевыми прожилками и линзочками граната, тогда как полевошпатовые амфиболиты Соптявруайва и Чуолмуайва отличаются большей однородностью и сохраняют нередко массивную текстуру. Возраст всех этих амфиболитов мы относим, предположительно, к верхнему архею (ботний). Не исключена, однако, возможность того, что часть гранатовых амфиболитов типа Пыдчелымварь и Рехкальной, располагающихся по краям габбровой интрузии Чуна-тундры, представляет ее метаморфизованную краевую зону.

Не ясно также возрастное положение и другого комплекса основных пород, представленного оливиновыми пироксенитами. Лучше всего они прослеживаются по широтным невысоким варакам, подходящим с запада вплотную к оз. Кислому. Они выходят здесь в лесу, выделяясь над поверхностью в виде крупных, оглаженных с боков, скал или куполовидных вершин, разбитых на толстые плиты или неправильные глыбы, прикрытые сверху толстым моховым покровом. В целом, оливиновые пироксениты у оз. Кислого образуют вытянутое в длину тело, ось удлинения которого совпадает с направлением полосчатой текстуры в гнейсах. Общая площадь его 4—5 км<sup>2</sup>. Пироксениты сильно изменены; мало измененные образцы среди пироксенитов встречаются относительно редко. Обычно же они в той или иной степени метаморфизованы с развитием актинолита, серпентина, талька и других вторичных продуктов.

Такие же пироксениты были встречены, кроме того, среди рассланцованных гранатовых амфиболитов на западном конце Волчьих вараков. Здесь они образуют эллипсоидальное тело, о размерах которого судить трудно, поскольку число выходов ограничено. Пироксениты секутся небольшими жилами основных пород, перекристаллизованных теперь до состояния полевошпатовых амфиболитов.

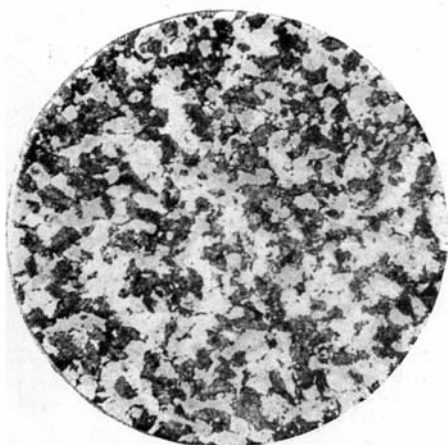
Наконец, несколько изолированных выходов тех же пироксенитов обнаружено среди биотитовых гнейсов и сланцев у Кислой губы оз. Имандра, в зоне смятия. Они образуют здесь, повидимому, несколько мелких линз. Метаморфизм их, в соответствии с общей тектоникой участка, выражен здесь наиболее резко: пироксениты сильно рассланцованы и превращены в тальково-карбонатные породы, залегающие согласно с вмещающими породами.

Условно эти оливиновые пироксениты мы также относим к ботнийским образованиям (верхний архей), сознавая при этом, что данные, касающиеся возрастного положения этой группы пород, наиболее недостоверны.

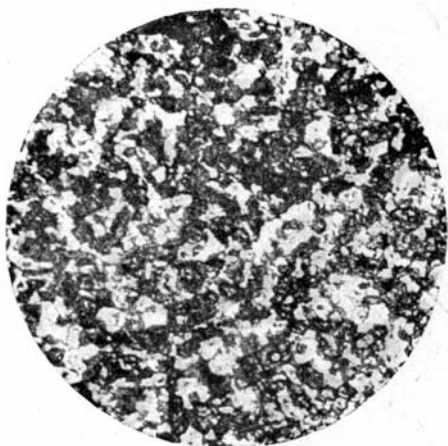
Третья группа основных интрузий представлена в исследуемом районе габбро-поритами, являющимися лишь небольшими отзвуками мощных основных интрузий Чуна- и Монча-тундр. Выходы габбро-поритов были зарегистрированы нами в двух местах: у восточного побережья Чун-озера, где их появление находится в непосредственной связи с главной интрузией Чуна-тундры, и на восточном конце Волчьих вараков, в расстоянии от первого обнажения, по прямой линии на восток, 7 км.

У Чун-озера габбро-поритами сложены большие возвышенности Ельнюна и Ельявруайвенча, расположенные по обе стороны узкой речки Ельявриок. Эти возвышенности представляют, повидимому, две части одного и того же интрузивного тела, занимающего в совокупности не менее 7—8 км<sup>2</sup>.

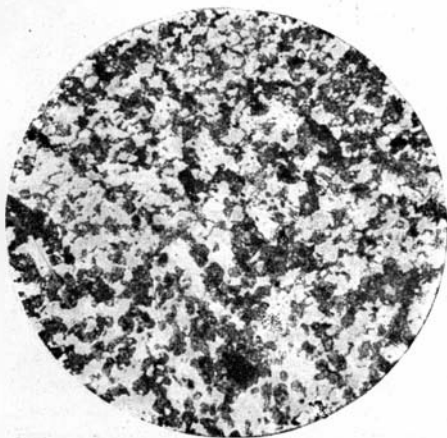
На Ельнюне, где обнаженность несколько лучше, чем на Ельявруайвенче, можно, во многих местах, наблюдать неоднородное строение массива.



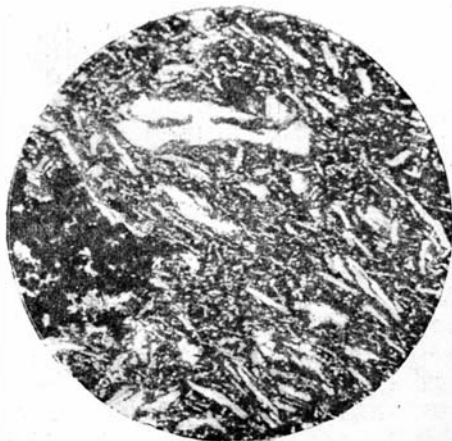
Фиг. 10. Включение в габбро-норитах Ельнюна. Мозаика плагиоклаза (белый) и пироксена (серый) с некоторым количеством магнетита (черный). Зерна пироксена окружены тонкой цепочкой зеленых амфиболовых зерен.  $\times 16$ , ник. ||.



Фиг. 11. Включение в габбро-норитах Ельнюна. Более мелкая мозаика плагиоклаза, пироксена и магнетита. Зеленой роговой обманки, окружающей зерна пироксена, значительно больше, чем в предыдущей шлифе.  $\times 25$ , ник. ||.

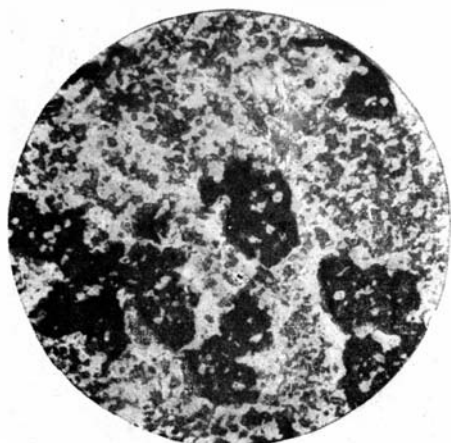


Фиг. 12. Включение в габбро-норитах Ельнюна. Мозаика зерен плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Пироксена не сохранилось. Редкие зерна магнетита и чешуйки биотита. Магнетит окружен гранатом, биотит — зеленой роговой обманкой.  $\times 16$ , ник. ||.

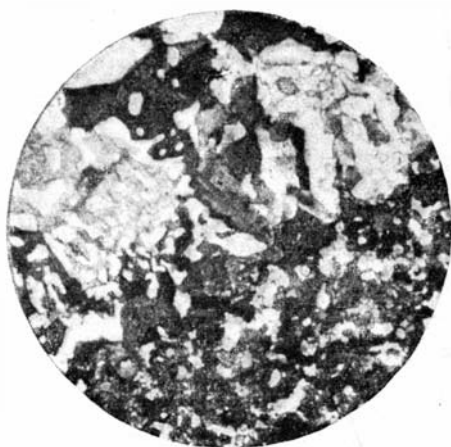


Фиг. 14. Микроструктура порфирита. Реликты плагиоклазовых вкраплеников с зазубренными контурами. Основная масса перекристаллизована. В правом верхнем углу большое пятно граната.  $\times 16$ , ник. ||.

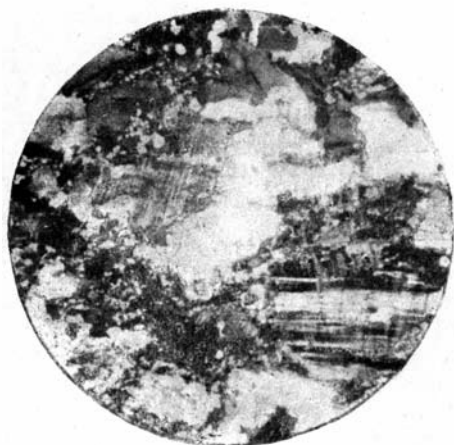




Фиг. 15. Галька «конгломерата» в гранитовом цементе. Мелкозернистый аллотриоморфный агрегат зерен плагиоклаза и пироксена, окруженных, как обычно, каймой зеленой роговой обманки. Порода обогащена биотитом (на снимке — крупные черные пластины ситовидной структуры). Без анал.  $\times 25$ .



Фиг. 16. Галька «конгломерата» в гранитовом цементе. В нижней половине шлифа сама галька; состоит из мелких зерен плагиоклаза, кварца и зеленой роговой обманки волокнистого строения. В контакте с ней микропегматит.  $\times 25$ , ник. +.



Фиг. 18. Микроструктура микроклинового гранита.  $\times 16$ , ник. +.



Фиг. 19. Микроструктура кварцевого диорита.  $\times 26$ , ник. +.

выражающееся в наличии крупных шлировых участков ультраосновных пород, представленных перидотитами и габбро-перидотитами. При этом как все полевые данные, так и микроскопическое изучение показывают, что ультраосновные породы не обнаруживают резких границ по отношению к вмещающим габбро-норитам, но связаны с ними рядом переходных членов. Эта связь выражается в постепенном изменении состава ультраосновных дериватов, теряющих свой оливин и обогащающихся плагиоклазом при переходе к габбро-норитам. Мы причисляем породы Ельнюна и Ельярвайвенча к группе «габбро-норитов», а не «габбро» из-за значительного, а иногда и преобладающего содержания в них ромбического пироксена над моноклинным. При этом постоянно обращает на себя внимание заметное содержание в этих габбро-норитах кварца, иногда в комбинации с микропегматитом, количество которого доходит до 7—8%. В ультраосновных шлирах, с другой стороны, довольно обычным является присутствие кальцита и зеленой шпинели. Форма зерен кальцита свидетельствует о выделении его в позднемагматическую фазу кристаллизации (выполнение интрестиций с разъеданием зерен оливина). Присутствие в породах таких несвойственных для их состава компонентов является, как известно, одним из показателей ассимиляции магмой чуждых включений, которая применительно к нашему случаю, очевидно, происходила при внедрении габбро-норитов в гнейсовую толщу. Прямым свидетельством ассимиляции является довольно широкое распространение в исследованных габбро-норитах темных и плотных эналлогеновых включений, превращенных теперь в мелкозернистые габброндные породы типа беербахитов или пироксеновых гранулитов, первичный состав которых, вследствие ороговикования, определить невозможно. Эти включения являются несомненными остатками первоначальной кровли массива, захваченными габбровой магмой при ее поднятии. При этом несомненно, что часть ксенолитов могла быть поглощена полностью, определив в той или иной степени гибридный характер самих габбро-норитов, их неоднородность, шлироватость и т. д. Вследствие слабой обогащенности трудно сказать, каково распределение ксенолитов по всему массиву; можно лишь отметить, что местами они образуют скопления, достигающие крупных размеров. Таковы, например, включения ксенолитов, наблюдающиеся по юго-восточному склону Ельнюна, где они нередко так скучены, что, залегая в габбро в виде мелких обломков округлой формы, производят впечатление настоящих «изверженных конгломератов». Рассеянные же включения встречаются постоянно по всему массиву, не обнаруживая приуроченности их к определенным зонам. Формы включения разнообразны: округлая, эллипсоидальная, удлиненно-жильобразная и т. д. Включения не превышают обычно нескольких сантиметров, но иногда достигают 0.25 и 0.5 м. Под микроскопом состав включений очень однообразный. Они состоят по преимуществу из мозаики мелких зерен пироксена и плагиоклаза с рассеянными по всему шлифу еще более мелкими зернами магнетита. Все эти минералы являются несомненно новообразованиями, возникшими при перекристаллизации. Средний размер зерен не превышает 0.2—0.3 мм (при средней крупности зерна вмещающего габбро 1.5—2 мм). Структура паналлотриоморфно-зернистая или типично роговиковая. Из пироксенов присутствуют и ромбический (гиперстен) и моноклинный в варьирующих количествах в разных образцах. Между зернами обоих пироксенов наблюдается нередко тесное срастание. Почти все образцы носят признаки либо только что начавшейся, либо далеко зашедшей амфиболитизации. При этом в начальной стадии амфиболитизации зеленая роговая обманка, кроме тонкого краевого обрастания зерен пироксена, встречается также в пятнах и агрегатных выделениях мелких зерен, всегда в ассоциации с биотитом и апатитом, что указывает на связь ее выделения с летучими. При более интенсивном процессе количество зеленой роговой обманки значительно возрастает. Она окаймляет все компоненты и, в частности, крупные пластинки биотита, переполненные включениями округлых зерен

плаггиоклаза. Такие формы пойкилобластических зерен вообще типичны для этих ороговикованных пород. В крайних типах амфиболитизированных роговиков пироксен совершенно исчезает, замещаясь в центре бесцветным волокнистым амфиболом и с краев — зеленой роговой обманкой. В этих разностях в ассоциации с биотитом встречается также и гранат.

Описанный процесс амфиболитизации является более поздним, чем процесс собственного ороговирования; и если последний выражается только в термальной перекристаллизации под влиянием контактного воздействия высокой температуры основной магмы габбро-норитов, то первый связан, кроме того, и с некоторым привносом материала из метаморфизируемой магмы в роговики и, в частности, с привносом летучих. Мы увидим после, что наиболее вероятным источником такого привноса являлась интрузия микроклиновых гранитов, сопровождавшая габбро-нориты, влияние которой на все вмещающие породы — на габбро-нориты и особенно жильные порфириды — хорошо заметно. Таким образом, мы как будто бы имеем здесь пример двух, наложенных друг на друга, процессов, вызванных действием двух одновременных интрузий. Ниже приводятся снимки, демонстрирующие несколько последовательных стадий в процессе амфиболитизации роговиков (фиг. 10, 11 и 12).

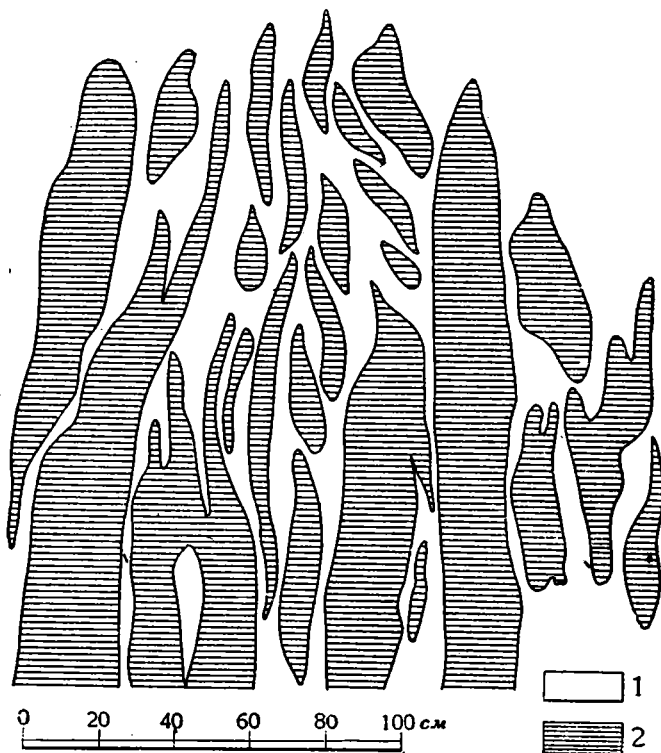
Интрузия Ельнюна и Ельвруайвенча сопровождалась двумя типами жильных образований, представленных, с одной стороны, порфиридами и, с другой, — более молодыми по отношению к ним гранитами.

Порфириды образуют многочисленные жилы по всему массиву широтного или близкого к широтному простирания. Мощность их обычно не превышает нескольких метров, но так как чаще всего они залегают почти горизонтально или в слабо наклонном положении, то выходы их на поверхность создают нередко преувеличенное представление об их мощности. Макроскопически это темносерые, плотные, роговикового типа породы с хорошо иногда заметными спайными табличками плаггиоклазов (1—3 мм в длину), заключенных в породе в виде вкрапленников. На ряду с этим постоянно присутствуют неопределенные пятна гранатов; на выветрелых поверхностях скопления гранатовых зернышек выделяются отчетливо, благодаря чему порода приобретает пятнистый вид. Под микроскопом структура порфировая; в виде вкрапленников присутствуют длинно вытянутые призмы или крупные таблицы резко зонального плаггиоклаза и в меньшем количестве гиперстен. Вкрапленники располагаются чаще всего в грубо параллельном положении. Лейсты плаггиоклаза при этом имеют чаще всего резко зубчатые, корродированные контуры, переполненные включениями мельчайших бесцветных иголок, а иногда целиком или только отчасти перекристаллизованы в агрегат мелких зерен. Структура основной массы порфиритов, судя по реликтам, являлась первоначально микролитовой; но вследствие перекристаллизации она в большинстве случаев превращается в роговиковую. Агрегат мельчайших зерен при этом состоит, главным образом, из зеленой роговой обманки, к которой в меньшем количестве примешаны биотит, плаггиоклаз, кварц и магнетит. Сохранившиеся в основной массе микролиты плаггиоклаза (значительно более мелкие, чем вышеописанные вкрапленники) также имеют резко корродированные края со стороны основной массы. Во всех шлифах отмечены крупные неправильные пятна загрязненных гранатовых зернышек.

Там, где гранит пересекает жилы порфирита, последний в контакте с ним заметно обогащается биотитом; а там, где наблюдается тонкое пропитывание порфировой жилы мельчайшими инъекциями гранита, примеры которых можно видеть на Ельвруайвенче (фиг. 13), порфириды превращаются в биотит-плаггиоклазово-амфиболовые роговики, полностью перекристаллизованные, без всяких следов первичной структуры и лишь с характерными пятнами загрязненного граната, придающими этим роговикам сходство с вышеописанными образцами. Таким образом, напрашивается мысль, что перекристаллизация и ороговирование порфиритов и во всех других слу-

чаях связаны с воздействием на них гранитных интрузий, с воздействием даже более сильным, чем то, которое граниты оказали на сами вмещающие габбро-нориты. На фиг. 14 представлен наиболее типичный образец порфирита с гранулированной основной массой.

Кроме жил порфиров с ясно сохранившейся структурой, в габбро-норитах значительно реже встречаются небольшой мощности (до 1 м) жилы древних основных пород, целиком перекристаллизованных теперь до состояния гранатовых амфиболитов. Под микроскопом они обнаруживают кристаллобластическую структуру с неровно изрезанными контурами зерен. В составе преобладают плагиоклаз и зеленая роговая обманка, находящаяся в сростании с хлоритизированным биотитом. На этом фоне выделяются крупные, переполненные включениями, зерна граната. Яв-



Фиг. 13. Тонкое пропитывание порфириновой жилы гранитом.  
1 — гранит, 2 — порфирит.

ляются ли эти амфиболиты жилами тех же порфиров, измененных до неузнаваемости, или самостоятельными образованиями, определить нам не удалось, и поэтому вопрос об их генезисе мы оставляем открытым.

Гранитные интрузии, окружающие массив Ельюн—Ельявруайвенч, и прорывающие его в виде жил и неправильных инъекций в многочисленных местах, оказывают заметное воздействие и на сами габбро-нориты в контакте с ними. Так, например, в некоторых случаях габбро перекристаллизовано со значительным уменьшением крупности зерна. Состав при этом значительно меняется. Из цветных преобладает зеленая роговая обманка; гиперстен и диопсид сохраняются уже только в виде мелких зерен, окруженных амфиболом. На ряду с этим в большом количестве появляются кварц, многочисленные резко плекхоичные пластинки биотита и гранат. Структура роговиковая (резкая коррозия, ситовидное строение зерен роговой обманки и т. д.). Примеры таких превращений многочисленны как во внешнем кон-

такте, так и в контактах с жильными гранитом и пегматитом. Однако во многих случаях трудно сказать, что в этих изменениях принадлежит действию гранитов и что вызвано действием более поздних дислокационных процессов, связанных с милонитизацией, раздроблением и перекристаллизацией как самих габбро-норитов, так и гранитов. Дело в том, что как на Ельнюне, так и на Ельвяруайенче габбро-нориты местами сильно осланцованы, а иногда катаклазированы и перекристаллизованы с образованием мелкозернистых пироксено-гранатовых или амфиболо-гранатовых пород, иногда имеющих уже характер сланцев. Эти милонитизированные полосы осланцованы чаще всего согласно с направлением сланцеватости во вмещающей гнейсовой толще и безусловно связаны в первую очередь с региональным давлением, так как они встречаются в массиве в разных местах и иногда без всякой видимой связи с многочисленными, секущими габбро-нориты, жилами порфиритов и гранитов. Больше того, поскольку и сами граниты, как во внешнем контакте, так и в жилах, обладают хорошо выраженной гнейсовой текстурой, ориентированной согласно с текстурой вмещающих гнейсов и осланцованных габбро, естественно предположить, что дислокационное давление, обусловившее такую гнейсоватость во всех без исключения породах, действовало уже после внедрения самой молодой по возрасту гранитной магмы, возможно в период ее еще пластичного состояния. Вследствие этого влияние дислокационных давлений и влияние гранитных инъекций могли накладываться в метаморфизируемых габбро друг на друга, затушевывая одни явления другими. Сложность общей картины еще увеличивается и от того, что, с другой стороны, имеются наблюдения, которые показывают, что и до внедрения гранитной магмы габбровый массив уже пережил сложные деформации, обусловившие появление в нем многочисленных трещин, по которым происходили различные перемещения и сдвиги (зеркала скольжения на плоскостях трещин в пегматитовых жилах на Ельнюне). Эти сдвиги происходили, очевидно, с образованием брекчий, зацементированных впоследствии гранитом, после поднятия гранитовой магмы по этим трещинам. Одна из таких брекчий, в которых сохранились угловатые и округлые обломки перекристаллизованных вмещающих пород, приведена нами на зарисовке гранитной жилы (фиг. 9). В тех случаях, которые нам удалось наблюдать, обломки в брекчиях принадлежат либо сравнительно слабо измененным перидотитам и габбро-норитам, либо целиком перекристаллизованным и ороговикованным мелкозернистым породам, природу которых также трудно определить, как и вышеописанных включений в габбро. Под микроскопом они показывают типичную структуру роговиков (фиг. 15). Мелкогранулированная мозаика состоит из диопсида, плагиоклаза, кварца, щелочного полевого шпата, граната и биотита, разрастающегося в широкие пластины с многочисленными включениями. Зерна диопсида показывают всегда начавшийся процесс амфиболитизации, выражающийся в краевом облекании и замещении диопсида зеленой роговой обманкой. Нередко такой процесс доходит до конца, и порода превращается в амфиболо-плагиоклазово-кварцевый роговик.

На юго-восточном склоне Ельнюна среди таких брекчий встречаются своеобразные участки («конгломераты»), составленные исключительно хорошо округлыми обломками, заключенными в гранитном цементе. Этим образованиям Н. Г. Судовиков (1935) приписывает осадочное происхождение. Действительно, в поле первое впечатление, которое получаешь от этих исключительных образований, может навести на мысль об их первично-осадочной природе. Однако сравнение галек «конгломерата» с аналогичными обломками из песчаных брекчий показывает иногда их полное тождество. Состав роговиков, включенных как в «конгломератах», так и в брекчиях, очень однообразен, как однообразен повсюду и состав цементирующего гранита. Все это заставляет нас, если не отрицательно, то очень осторожно, отнестись к возможности отождествления их с осадочными породами. Мы не имели возможности лично ознакомиться с материалами Н. Г. Судови-

кова и проверить свои заключения на более обширном материале. В работе же Н. Г. Судовикова, к сожалению, нет убедительных доказательств того, что «конгломераты» действительно кардинально отличаются от настоящих эруптивных брекчий, встречающихся на Ельнюне. На описании эруптивных брекчий он вообще не останавливается, хотя и отмечает, что граниты инъецируют габбро Ельнюна. Полагая, что вопрос о природе «конгломератов» может быть решен только детальным исследованием, мы все же думаем, что не только не исключена возможность толкования их как своеобразных эруптивных брекчий, но что это толкование и более соответствует наблюдаемым фактам.

Гранит, цементирующий брекчий, сохраняет повсюду — однообразный характер, обогащаясь, как правило, зеленой роговой обманкой. (Описание его будет дано в петрографической части.) Однако в некоторых случаях состав гранита меняется более резко. Так, например, гранит, прорезающий в виде жил ультраосновные шпирь в габбро и цементирующий их обломки в эруптивных брекчиях, существенно меняет свой состав, очевидно, в связи с двухсторонней диффузией материала. Так, из него исчезает микроклин, в то же время значительно увеличивается процент плагиоклаза, а из цветных появляется пироксен. Химический анализ такого измененного гранита показал принадлежность его к группе кварцевых диоритов (стр. 29), что хорошо согласуется с его минералогическим составом. Подобный характер изменения гранитов, цементирующих брекчий, наблюдается и в других местах, причем интересно отметить, что во многих случаях в граните, по границе его с основными включениями, в большом количестве развивается гранофир (фиг. 16).

Мы остановились так подробно на рассмотрении габбро-норитов Ельнюна — Ельвяруайвенча потому, что они, являясь крупными интрузиями, дают много материала для познания природы как самих габбро-норитов, так и секущих их более молодых жил. Второе обнажение кварцевых габбро-норитов, на восточном конце Волчьих варак, представляет небольшой одиночный выход в несколько десятков квадратных метров среди слюдяных гнейсов, а поэтому и является менее интересным. Обнажение это возвышается над ровной поверхностью в виде останца, из нагроможденных друг на друга прямоугольных глыб крупного размера. Порода имеет массивный, не сланцеватый габитус; состав ее совершенно аналогичен составу габбро-норитов Ельнюна — Ельвяруайвенча. Как и там, здесь довольно обычны интерстициальные выделения кварца и микропегматита, свидетельствующие о гибридной природе габбро-норитов. Обнажение обнаружено среди гнейсов на склоне к главной вершине, также сложенной гнейсами. Непосредственного контакта габбро-норитов с гнейсами наблюдать не удавалось.

В ряде мест на Ельлуутнионе и Куртваренче среди гнейсов встречаются секущие их жилы диабазов и диабазовых порфиритов, представляющих наиболее молодые образования в районе. Нами они здесь не будут затронуты, поскольку подробные сведения о них можно найти в уже цитировавшейся работе Б. М. Куплетского (1933, стр. 43).

На Переимок-наволоке, а также по всему западному побережью оз. Имандра против Виловатого острова, в недалеком расстоянии от сланцеватых амфиболитов, были встречены крупные обнажения массивного кварцевого габбро-диабазы. Они занимают в совокупности площадь до нескольких квадратных километров. Обнажения габбро-диабазов, в виде крутых скалистых выступов на берегу или невысоких плоских варак с голой вершиной вдоль берега, тянутся вдоль оз. Имандра по направлению к северу от Кислой губы, включая гору Перькварь. Макроскопически габбро-диабазы — плотные, массивные, среднезернистые породы; в редких образцах слабо осланцованные. Трещинами отдельности они разбиваются на крупные прямоугольные глыбы. Выходы их, появляясь на берегу и по вершинам варак, быстро теряются в лесу, и действительное их отношение к сланцеватым амфиболитам, развитым к западу, неясно. Но, поскольку аналогичные породы, по С. А. Григорьеву, встречаются и на северной оконечности Чуолм-

наволока, сложенного уже породами свиты «Имандра-Варзуга», вероятнее всего предположить, что и габбро-диабазы горы Перькварь принадлежат той же свите, тем более, что они залегают прямо на линии простираения этой свиты к северо-западу. На это же указывает и большое сходство кварцевых габбро-диабазов горы Перькварь с имандритами, развитыми по восточному побережью оз. Имандра среди зеленых сланцев свиты «Имандра-Варзуга». Все это дает нам основание предполагать, что кварцевые габбро-диабазы горы Перькварь и Переимок-наволока являются единственными образованиями в исследованном районе, которые можно с большой достоверностью отнести к карельской формации.

Ниже мы даем сводку всех рассмотренных стратиграфических соотношений отдельных интрузий и осадочных циклов.

#### Ар хей

1. Осадочная толща гнейсов и сланцев с пластовыми залежами амфиболитов точно неизвестного происхождения.
2. Интрузия олигоклазовых гранитов, мигматизировавших толщу гнейсов.
3. Интрузия габбровых массивов Чуолмуайв, Соптявруайв и др., метаморфизованных в полевошпатовые и гранатовые амфиболиты.
4. Интрузия пироксенитов и перидотитов оз. Кислого и др.

#### Протерозой

5. Интрузия кварцевых габбро-норитов Ельнюна — Ельявруайвенча и др.
6. Жилы порфиритов, секущие габбро-нориты Ельнюна — Ельявруайвенча.
7. Интрузия микроклиновых гранитов.
8. Интрузия габбро-диабазов горы Перькварь (карельская формация).
9. Жилы диабазов и диабазовых порфиритов, секущие гнейсы Ельлууттюна и Куртваренча.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

#### Гнейсы

##### Биотитовые гнейсы

По преимуществу светлосерые или темносерые равномерно зернистые породы. Резко или неявно полосчатые от чередования слоев различного состава. На сером фоне в редких случаях хорошо выделяются красные зерна гранатов (1—2 мм) и редкие мелкие зерна сульфидов. В некоторых случаях наблюдаются кварцево-полевошпатовые и кварцево-слюдяные прожилочки. Крупность зерна в большинстве случаев не велика; в мелкочешуйчатых и мелкозернистых разностях она не превышает 0.2—0.5 мм, среднезернистых 0.5—1.5 мм.

В текстуре гнейсов под микроскопом можно наметить две разновидности: одна, обычная сланцеватая текстура, характеризуется параллельным расположением чешуек слюды по плоскостям сланцеватости. Она более типична для сильно мигматизированных разностей. В другой наблюдается облекание отдельных зерен кварца и плагиоклаза мельчайшими чешуйками биотита, создающими вокруг этих зерен венчики или пленки. Текстуры эти выражены хорошо только в крайних типах; обычно же между ними можно найти все переходы.

Структура гнейсов типично кристаллобластическая. Форма зерен неправильная, с неровными зубчатыми очертаниями. Вследствие полной перекристаллизации и появления новообразований, следы ранних динамических воздействий утрачены, и породы не обнаруживают сколько-нибудь заметного катаклаза. Более поздний динамометаморфизм отразился на породах слабо. Его влиянию можно лишь приписать наблюдаемое иногда не резко волнистое угасание у кварца. Искривлений и изогнутых пластинчатых минералов нигде не отмечено.

Наблюдаемое обычно включение и облекание бесцветных компонентов (кварца и плагиоклаза) цветными (биотитом, эпидотом и др.) указывает на более позднее образование последних в ходе перекристаллизации пород. Однако по отношению к самому процессу метаморфизма, вызвавшего

перекристаллизацию, все минералы (включая кальцит) являются одновременно и в этом смысле «первичными». К более поздним, «вторичным» явлениям можно лишь отнести хлоритизацию биотита и граната и серицитизацию плагиоклазов. Однако явления такого ретроградного метаморфизма имеют здесь весьма подчиненное значение. Округлые, резорбированные мелкие зерна кварца, плагиоклаза и циркона, встречающиеся в виде включений в плагиоклазе, являются вероятнее всего немногими остатками первоначального осадочного субстрата.

Состав гнейсов довольно разнообразный. Наиболее характерные типы гнейсов состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, кальцита, мусковита и акцессорных минералов. Менее обычны гнейсы с эпидотом и клиноцоизитом, или гранатовые гнейсы.

Приведем здесь краткое описание отдельных компонентов.

**П л а г и о к л а з** — по углам погасания в зоне симметрии и  $\perp$  РМ относится к ряду олигоклаз-андезина (№ 25, 27, 32, 35). Образует полисинтетические двойники и псевдодвойникованные зерна. Слабо зональный; края зерен не несколько кислее ядер (№ 20—21). Обычно чистый, но изредка слабо затронут выветриванием, вызывающим появление на его поверхности мутносерых участков, испещренных тонко чешуйчатым серицитом. Процесс начинается с краев и продолжается в виде тонких параллельных язычков к центру ядра. Довольно обычны включения округлых зерен кварца, более основного плагиоклаза (в двойничках) и реже — апатита и циркона. В составе породы плагиоклаз занимает преобладающее место. Из других полевых шпатов встречается микроклин в исключительно редких образцах; появление его приурочено к инъекциям микрсклиновых гранитов.

**К в а р ц** — образует ксеноморфные чистые зерна, часто вытянутые по сланцеватости; участками в них наблюдается волнистое угасание. Количество кварца иногда значительно уменьшается (в типах диорито-гнейсов); в большинстве же случаев — примерно равно количеству плагиоклаза.

**Б и о т и т** — встречается в виде вытянутых по сланцеватости пластинок, мелких чешуек и обрывков; облекает и включает плагиоклаз. Плеохроирует в обычных для него тонах (темнокоричневый по Ng и светложелтый по Np). Местами частично хлоритизирован. Наблюдаются мелкие темные включения, окруженные плеохроичными двориками.

**М у с к о в и т** — наблюдается в виде пластинок, чешуек, часто в параллельном сростании с биотитом.

**Э п и д о т** — образует крупные неправильные зерна, призмы, столбики, отдельные, хорошо ограниченные кристаллы в биотите. Иногда находится в тесном параллельном сростании с биотитом, предполагающим одновременное их образование.

**К а л ь ц и т** — крупные, ксеноморфные выделения, включающие другие минералы.

**Г р а н а т** — бесцветный, резко пойкилобластическая структура. Включения кварца, плагиоклаза, мусковита.

**А к ц е с с о р н ы е** — апатит, сфен, клиноцоизит, циркон — в обычных для себя формах. Включения циркона в биотите постоянно окружены плеохроичными двориками.

#### **Биотит-роговообманковые гнейсы**

Чаще встречаются среди сильно мигматизированных разностей. Отличаются от предыдущей группы более массивным габитусом и крупностью зерна. Величина зерна плагиоклазов здесь 0.5—1.0 мм; 1.5—2 мм; размер зерен роговой обманки достигает 2—3 мм. В текстуре наблюдаются только сланцеватые разности. Структура гранобластическая. Плавные контуры зерен плагиоклаза несколько сплюснуты в сторону удлинения. В мелкозернистых типах и здесь неровные зазубренные очертания. Цветные минералы расположены полосами по сланцеватости, прорастая и срастаясь друг с другом.



Составные части — плагиоклаз, кварц, биотит, эпидот, сфен, апатит, гранат — характеризуются теми же свойствами, которые отмечены для них и в предыдущей группе. Новым образованием здесь является зеленая роговая обманка — резко плеохроичная, в широких таблицах и зернах пойкилобластической структуры, с включением кварца, плагиоклаза, апатита, эпидота и др. Наблюдается параллельное срастание роговой обманки с эпидотом и биотитом. На универсальном столике Федорова для роговой обманки получены следующие константы:  $2V = -56^\circ$ ,  $CNg = 19^\circ$ . Роговая обманка, подобно биотиту и эпидоту, принадлежит к числу поздних образований в ряду «первичных» метаморфных минералов.

Другим новым минералом, не отмеченным для предыдущей группы, является ортит, мелкие желтые зерна которого изредка появляются среди роговообманковых гнейсов. Микроклин, как и раньше, встречается только в редких образцах. Появление его здесь особенно ярко приурочено либо к большим интрузиям микроклинового гранита (г. Ельнючорр), либо к жилам микроклинового гранит-аплита (Волчьи вараки).

Обе рассмотренные группы гнейсов не отделены резко друг от друга. Между ними, как в поле, так и в шлифах, наблюдаются тесные взаимные переходы.

### Сланцы побережья Кислой губы

#### Биотитовые сланцы

Макроскопически — темносерого цвета, значительно осветляющегося лишь при большом развитии мусковита. Текстура резко сланцеватая. На общем мелкозернистом фоне хорошо выделяются крупные красные зерна гранатов. Это придает породам вид узловатых сланцев. Поверхность нередко блестящая — от большого развития слюды. Структура пород под микроскопом свидетельствует об их полной перекристаллизации, очевидно в условиях сильного одностороннего давления. В некоторых случаях она типично роговиковая (торцовая, сотовая); в других случаях контуры зерен менее правильные. Присутствие большого количества слюды придает структуре лепидобластический характер.

Преобладающая масса породы состоит из мелких зерен (0.2—0.3 мм) кварца и плагиоклаза (судя по преломлению не ниже олигоклаз-андезина). Многочисленные чешуйки и пластинки биотита, облекающие и включающие зерна кварца и плагиоклаза, располагаются большей частью параллельно. Нередко они имеют резкий плеохроизм от светложелтого по Nr до шоколадно-коричневого по Ng. Реже присутствует только один биотит, обычно же, в том или ином количестве, наблюдается и мусковит, находящийся в параллельном срастании с биотитом. Встречаются и прослои, представленные только одними мусковитовыми сланцами, в которых биотит занимает подчиненное положение.

На фоне такой слюдисто-кварцево-полевошпатовой массы развиваются крупные порфиробласты граната, переполненные включениями. Выделение граната несколько предшествовало образованию слюд, что хорошо видно по характеру струйчатых «потоков» слюдяных пластинок, облекающих его зерна. Это видно и из того, что во многих случаях гранат замещается хлоритизированным биотитом по многочисленным трещинкам. Во многих образцах наблюдается заметное содержание бесцветного апатита и зеленого, резко плеохроирующего турмалина, выделение которых шло одновременно с выделениями слюд, т. е. в более позднюю фазу перекристаллизации. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в процессах перекристаллизации заметное участие принимали летучие. К этой же фазе относится выделение магнетита и эпидота, неправильные зерна которых обычно связаны со слюдой и располагаются в шлифе по направлению ее «потоков». В некоторых редких образцах, в мусковитовых сланцах, появляются ставролит и дистен, крупные зерна которых интенсивно замещаются слюдой. Это дает основание предполагать, что в начальную стадию перекристаллизации,

на ряду с гранатом, могли также развиваться ставролит и дистен, позже замещенные смесью мусковита и биотита. Наконец, во многих шлифах встречается роговая обманка в виде крупных, длинно вытянутых порфи-робластов, с многочисленными включениями зерен, встречающихся на пути ее роста. Длина таких порфиробластов достигает 6 мм. Цвет роговой обманки — голубовато-синий по Ng и светлый зеленовато-желтый по Np. Выделение роговой обманки приурочено к моменту выделения слюд.

В виду того, что в породах не сохранилось никаких признаков первоначальной структуры, по которой можно было бы сделать предположение об ее исходной природе, мы сделали анализ наиболее типичного образца. Анализ производился в химической лаборатории Петрографического института аналитиком И. М. Шумило. Результаты анализа приводятся ниже.

|                                          |        |                                         |       |
|------------------------------------------|--------|-----------------------------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 63.05% | BaO . . . . .                           | 0.10% |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0.68   | Na <sub>2</sub> O . . . . .             | 2.12  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 17.28  | K <sub>2</sub> O . . . . .              | 3.59  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1.34   | SO <sub>3</sub> . . . . .               | 0.08  |
| FeO . . . . .                            | 5.95   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . . | следы |
| MnO . . . . .                            | следы  | — H <sub>2</sub> O . . . . .            | 0.26  |
| MgO . . . . .                            | 2.16   | + H <sub>2</sub> O . . . . .            | 2.46  |
| CaO . . . . .                            | 1.03   |                                         |       |
|                                          |        | <hr/> Σ = 100.10%                       |       |

Согласно Бастину (Bastin, 1909—1913), критерием, помогающим различать в химических анализах осадочные породы от изверженных, является превышение содержания MgO над CaO, K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> над суммой K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и CaO. Этим признакам приводимый анализ отвечает полностью, что дает нам основание предполагать, что описываемые сланцы являются продуктом метаморфизации первоначально осадочного (глинистого) материала.

#### Метаморфизованные известковые сланцы

Макроскопически — это светлосленоватые породы с ясно различной тонкой слоистостью. В большинстве образцов структура роговиковая (паналотриоморфно-зернистая), свидетельствующая о глубокой перекристаллизации. Мелкие зерна, примерно одной величины (0,1—0,3 мм) и неправильных зубчатых очертаний, равномерно распределены по всей площади шлифа. Текстура сланцеватая. В составе преобладают бледнозеленоватые зерна диопсида в ассоциации с плагиоклазом и кварцем. Зеленая роговая обманка присутствует в меньшем количестве; ее зерна находятся иногда в тесном срастании с диопсидом. Известковый шпат присутствует в варьирующих количествах от 30% до незначительной примеси. Изредка встречаются зерна микроклина.

Как видно из приведенного состава минералов, метаморфизованные породы представляли раньше не чистые известковые осадки, но содержали в своем составе в большом количестве примеси, вызвавшие образование диопсида, роговой обманки и кварца. Наиболее вероятно, что это были известковые сланцы, обогащенные MgO, SiO<sub>2</sub> и т. д.

#### Сланцеватые амфиболиты

Макроскопически — темнозеленого цвета. Резкая сланцеватая текстура; нередко миндалекаменное сложение. Под микроскопом при этом можно видеть крупные миндалины, выполненные либо кальцитом, либо имеющие более сложный состав: эпидот, роговая обманка, биотит, плагиоклаз. Нередко центр миндалины выполнен эпидотом. Размер миндалины 4—5 мм в диаметре. Остальная масса в породе сложена мелкими зернами кварца и плагиоклаза (не кислее андезина), на фоне которых развиваются многочисленные тонкие, до 1 мм в длину, перепутанные призмочки зеленой роговой обманки. Присутствует магнетит, изредка эпидот.

В большинстве случаев миндалины не наблюдаются, и порода представляет кристаллобластический агрегат из зерен зеленой роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Структура нематобластическая. Свежесть пород, наряду с развитой среди них мелкой пloidчатостью, видимой даже под микроскопом, свидетельствует о том, что складкообразование сопровождалось перекристаллизацией, уничтожившей все следы катаклаза. Формы зерен роговой обманки разнообразны: то она развивается в виде узких столбиков и призм, разрастающихся под углом друг к другу, на фоне кварцево-полевошпатовой массы, то в виде одиночных крупных кристаллов, вытянутых по оси *C*. Срастание таких кристаллов, облекающих другие минералы, образует структуры, мало отличимые от типичных структур полевошпатовых амфиболитов. Плагиоклаз иногда серицитизирован. В некоторых случаях среди зерен полевого шпата отмечено присутствие микроклина. Чешуйки биотита встречаются спорадически, заполняя промежутки между призмами роговой обманки.

### Олигоклазовые граниты

Лейкократовые светлосерые, среднезернистые породы. Состоят, главным образом, из белых табличек плагиоклаза величиной до 3 мм и более мелких зерен водно-прозрачного кварца. По плоскостям сланцеватости — блестящие чешуйки слюды. Под микроскопом наблюдается, что расположение минералов и форма зерен слабо ориентированы в одном направлении. Главная масса породы сложена олигоклазом № 20—22 (в симметричной зоне, угол показания 2—3°). Он образует чистые или чуть мутные зерна, обыкновенно с плавными внешними контурами. Нередко зерна его тонко сдвойникованы, но чаще лишены двойников и однородны. В швах между зернами олигоклаза развиваются мелкие зерна микроклина с типичной решеткой. Микроклин выполняет также трещины, образуя жилки в шлифе. Кварца сравнительно мало и зерна его мелкие; он появляется либо в округлых включениях в олигоклазе, либо располагается в промежутках между другими зернами в виде неправильных выделений.

Цветные минералы встречаются в подчиненном количестве. Среди них преобладает интенсивно окрашенный биотит, резко плеохроирующий в обычных для него тонах. Он образует длинные, узкие пластинки, иногда замещающие хлоритом; довольно часто биотит располагается в параллельном срастании внутри широких пластин мусковита. Из других минералов можно отметить редкие зерна апатита, эпидота и пирита. В некоторых случаях наблюдались мелкие столбики и зерна желтого цвета, включенные в плагиоклазе и очень слабо действующие на поляризованный свет (ортит?).

### Полевошпатовые амфиболиты

Среди полевошпатовых амфиболитов, встречающихся в виде крупных самостоятельных массивов в районе, следует выделить два типа, отличающихся между собой не только внешним видом, но микроструктурой и составом. Это, с одной стороны, амфиболиты Соптявруайв и Чуолмуайв, и, с другой, — амфиболиты Пыдчелымварь, Рехкальной и Волчьих варак. Макроскопически оба эти типа отличаются уже по цвету, текстуре и величине зерна. Первые из них светлее и более ясно-зернистые, независимо от массивной или сланцеватой текстуры. Вторые по преимуществу черные, плотные и мелкозернистые породы. По составу они отличаются от первых постоянным присутствием пойкилобластического граната. По химической характеристике оба принадлежат к габброидному типу, о чем можно судить по анализу, приводимому Б. М. Куплетским для аналогичных полевошпатовых амфиболитов с Девичьей тундры (1933, стр. 34).

Темнозеленые или серозеленые породы с призмочками амфибола и белыми зернами полевых шпатов чаще всего сланцеватого сложения. Сланцеватость иногда выражена очень резко; в этих случаях пятна полевых шпатов вытянуты в прерывистые полосы, амфибол приобретает тонкоигольчатый вид, и породы приближаются по своему облику к гнейсам. Среди амфиболитов наблюдаются редкие случаи обеднения цветной составной частью, которое вызывает появление апортозитовых типов, связанных всеми переходами с обычным мезократовым типом амфиболитов.

Под микроскопом, даже в слабо осланцованных разностях, наблюдается полная перекристаллизация. Преобладают текстуры полосатые, с обособлением цветных и бесцветных полос. Структуры типично кристаллопластические, иногда с кучным, иногда с более равномерным распределением материала. В минералогическом составе преобладают зеленая роговая обманка и основной плагиоклаз. Роговая обманка обычно разрастается в широкие пластины и призмы без конечных граней, с зубчатыми контурами, с включением мелких зерен плагиоклаза и кварца. Отличается заметным плеохроизмом от синевато-зеленого по Ng до светложелтого по Nr. Константы ее, определенные на универсальном столике Федорова, показали для нее следующие данные:  $2V = -76$ ,  $-72^\circ$ ;  $CNg = 14$ ,  $18^\circ$ .

Плагиоклаз, по углам погасания в симметричной зоне относится к ряду андезин-лабрадора. Нередко зональный. Слабо затронут выветриванием с появлением серицитизированных участков. Редко встречается в крупных сдвойникованных призмах; обычно перекристаллизован в агрегат мелких зерен. Биотит, как мелкие пластинки обычного вида, встречается только спорадически. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют: сфен, выделяясь цепочками мелких рельефных зерен, эпидот, иногда с желтыми ядрышками ортита, и апатит. В некоторых шпифлах отмечен кварц. В роговой обманке постоянно наблюдаются мелкие включения, окруженные плеохроичными ореолами. По желтой окраске и низким интерференционным цветам эти включения должны быть отнесены к ортиту. Магнетит наблюдается в подчиненном количестве. Гранат нигде не констатирован.

Амфиболиты Соптявруайв и Чуолмуайв являются во многом аналогичными амфиболитам тундр Ягельной, Девичьей, Корнлуктуайв, также не содержащим граната и описанным в свое время Б. М. Куплетским (1933, стр. 33). Последний отмечает появление в некоторых образцах зерен яркополяризующего скаполита, чего у нас не наблюдалось.

#### Амфиболиты варак Рехвальной, Пыдчелымварь и др.

Плотные, черные или реже темносерые породы, без видимой полевошпатовой составной части, с обильным появлением округлых красных зерен граната (1—2 мм). Блестящие от преимущественного развития игольчатых форм амфибола. Текстура массивная или сланцеватая. Под микроскопом — структура глубоко перекристаллизованных пород. Преобладающая в количественном отношении зеленая роговая обманка, разрастаясь в широкие призмы, соединяется между собой, образуя сплошное поле, ситовидно продырявленное многочисленными мелкими зернами плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз по углам погасания в симметричной зоне определяется как олигоклаз-андезин (№ 28) и андезин-лабрадор (№ 38—44). На этом фоне выделяются крупные порфиробласты бесцветного граната. Гранат отделен обычно от роговообманковой массы кварцево-полевошпатовой оторочкой и содержит много пойкилитовых включений плагиоклаза, кварца, кальцита и др. В подчиненном количестве в породе присутствуют кварц, сфен, кальцит, эпидот, магнетит. В некоторых образцах наблюдались мелкие пренитовые прожилки. В виде включений в роговой обманке не раз отмечались мелкие, неопределимые зерна, окруженные плеохроичными двойниками.

## Пироксениты оз. Кислого и др.

Макроскопически — массивные, очень вязкие крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета. Простым глазом легко различить крупные блестящие таблички пироксена, величиной до 8 мм, с бронзовым оттенком. Встречаются и мелкозернистые разности плотного сложения. На поверхности постоянно наблюдается серая или желто-бурая корочка выветривания. Сама поверхность неровно шероховатая или бугристая.

Изучение слабо измененных образцов под микроскопом показывает, что породы состоят, главным образом, из трех минералов: оливина, ромбического пироксена и моноклинного амфибола. Кроме этого, в довольно большом количестве, но в мелких неправильных зернах встречается зеленая шпинель. Из этих компонентов оливин является наиболее ранним выделением, так как он заключен иногда в крупные зерна пироксена, тогда как амфибол выделился в наиболее позднюю стадию формирования породы, выполняя в виде агрегата мелких призм промежутки между крупными зернами оливина и пироксена, частично прорастая их и корродируя их края.

Крупные бесцветные зерна оливина (3—4 мм в диаметре) в некоторых шлифах показывают замещение по трещинкам серпентином; вообще же этот процесс выражен слабо, и трещинки, расчленяющие зерна оливина, обычно выполнены магнетитом.

Пироксен образует крупные (6—8 мм в длину) слабо окрашенные, почти бесцветные призмы с прямым погасанием. По углу оптических осей, измеренном на универсальном столике Федорова ( $-72^\circ$ ,  $-82^\circ$ ,  $-80^\circ$ ) пироксен показывает содержание в своем составе 24, 20, 22 молекулярных процентов  $\text{FeSiO}_3$ , что может характеризовать его как гиперстен.

Мелкие призмы, таблички и зерна (0.6—1.2 мм в длину) слабо зеленоватой, иногда почти бесцветной или несколько гуще окрашенной в тот же цвет роговой обманки отличаются слабым плеохроизмом, положительным знаком угла оптических осей ( $2V = +75,84^\circ$ ) и углом погасания  $\text{CNg} = 10-16^\circ$ . По положительному оптическому характеру и большому углу оптических осей эта роговая обманка ближе всего может быть отнесена к ряду куммингтонита-купферита.

Такие слабо измененные образцы, сохранившие почти незатронутыми первичные компоненты, встречаются, однако, сравнительно редко; обычно же пироксениты сильно перекристаллизованы с новообразованиями вторичных продуктов. Перекристаллизация идет вдоль швов между зернами и по трещинкам в самых зернах. В продуктах превращения: актинолит, серпентин, тальк, кальцит и магнетит. Остатки разведенных зерен оливина сохраняются до крайних стадий метаморфизации; пироксен замещается большими бесцветными или буроватыми зернами амфибола, актинолитового типа ( $2V = -84^\circ$ ,  $\text{CNg} = 24^\circ$ ); большая же часть породы представлена либо мелковолокнистой, игольчатой массой актинолита с подчиненным содержанием серпентина, кальцита и магнетита, либо мелкочешуйчатой массой талька, либо, наконец, мелкопластинчатой массой серпентина с подчиненным содержанием актинолита.

В образцах пироксенитов с Кислой губы явления метаморфизации выражены наиболее резко; первичная структура здесь не сохранилась, и пироксениты превращены в тальково-карбонатные или актинолит-карбонатные породы с тем или иным содержанием хлорита и серпентина.

## Ультраосновные и основные породы Ельнюна, Ельвяруайвенча и др.

Как нами уже отмечалось в предыдущей главе, основные интрузии этих возвышенностей дают ряд переходов от господствующих кварцевых габбро-норитов к шпировым выделениям перидотитов. Для удобства описания мы выделим здесь следующие два типа пород, которые рассмотрим отдельно:

1. Перидотиты, габбро-перидотиты и оливиновые габбро-нориты.
2. Габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты.

Макроскопически — плотные среднезернистые, реже крупнозернистые породы зеленовато-черного цвета. Простым глазом можно различить темно-зеленые крупные призмочки пироксена, величиной до 3 мм (в крупнозернистых — до 7 мм), и разбросанные группами блестящие листочки биотита. В габбро-перидотитах наблюдается, кроме того, появление зеленовато-серых зерен плагиоклаза (1—1.5 мм). На поверхности пород почти всегда присутствует буровато-желтая корочка выветривания.

Под микроскопом — структура друзитовая, среднезернистая. Оливин обнаруживает неправильно-округлые корродированные очертания зерен, окруженных двойной оболочкой со стороны плагиоклаза. Первая — ближняя к оливину — оболочка представлена бесцветным волокнистым минералом, волокна которого расположены перпендикулярно к поверхности зерна оливина, угасают прямо и имеют положительное удлинение (энстатит?). Вторая — внешняя оболочка — состоит из зеленовато-серых волоконцев роговой обманки. В местах соприкосновения оливина с зернами пироксенов, в противоположность предыдущему случаю, резкие границы обоих минералов не обнаруживают никакой каемки. В крайних членах перидотитов (не содержащих плагиоклаза) края зерен оливина разъедаются кальцитом, присутствующим здесь в небольшом количестве. Зерна кальцита вообще выполняют в породе интерстиции и, повидимому, принадлежат к выделениям позднемагматической фазы кристаллизации. На ряду с кальцитом в этих же разностях отмечены и многочисленные мелкие зерна зеленой шпинели.

Кроме оливина, в перидотитах и габбро-перидотитах в значительном количестве присутствует также ромбический пироксен в крупных слабо окрашенных зернах с отчетливой спайностью и с едва уловимым плеохроизмом. Оптические его константы, определенные на универсальном столике Федорова, следующие:  $2V=+70^\circ$ ,  $CNg=0^\circ$ , что соответствует бронзиту с 6%  $FeSiO_3$ .

Бронзит нередко включает зерна оливина. Моноклинного пироксена немного. Он образует грязносерые зерна с тонкой трещиноватостью. Оптические его константы следующие:  $2V=+56^\circ$ ,  $CNg=47^\circ$ . Присутствующий в габбро-перидотитах плагиоклаз находится здесь в подчиненном количестве. Выделения его не имеют правильных форм, выполняя промежутки между остальными зернами. Поверхность их мутная, грязносерая.

Кроме перечисленных компонентов, нужно отметить крупные, неправильной формы, резко плеохроичные пластинки биотита, почти бесцветные по Nr и красновато-коричневые по Ng, и немногочисленные выделения магнетита, приуроченные, главным образом, к зернам оливина. Количественно-минералогический подсчет габбро-перидотита, произведенный нами, показал следующий их состав:

|                                |       |
|--------------------------------|-------|
| Оливин . . . . .               | 31.9% |
| Бронзит . . . . .              | 24.4  |
| Моноклинный пироксен . . . . . | 6.4   |
| Плагиоклаз . . . . .           | 5.5   |
| Биотит . . . . .               | 9.3   |
| Реакционная кайма . . . . .    | 17.5  |
| Магнетит . . . . .             | 1.1   |
| Вторичные продукты . . . . .   | 3.9   |
| <hr/>                          |       |
| $\Sigma = 100\%$               |       |

При увеличении содержания плагиоклаза, иногда до 30—40%, габбро-перидотиты переходят в оливиновые габбро-нориты с нормальной офитовой структурой, со sdвойникованными призмочками лабрадора и с оливином, заключенным в виде округлых зерен в широкие таблицы пироксенов.

Во многих отношениях они уже аналогичны безоливиновым габбро-норитам, к описанию которых мы сейчас перейдем.

### Габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты

Макроскопически — серовато-зеленые или светлосерые среднезернистые породы. На светлом фоне призмочек полевого шпата, величиной до 3 мм, хорошо выделяются разбросанные призмы пироксена и блестящие листочки биотита. Характерно частое присутствие ржавых пятен и буро-желтой корочки выветривания.

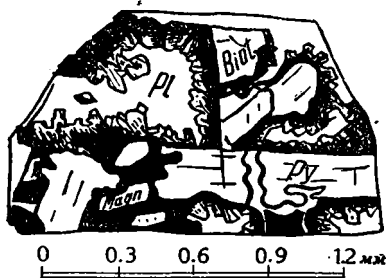
Под микроскопом — структура офитовая с резко бросающимся идио-морфизмом вытянутых призм плагиоклаза, располагающихся без особой правильности, но чаще под углом друг к другу и явно преобладающих в породе. Плагиоклаз обычно совершенно свежий, если не считать характерной тонкой запыленности, встречающейся во всех шлифах и обусловленной, согласно Мак-Грегору (Mac Gregor, 1931), действием термального метаморфизма. В единичных случаях, однако, плагиоклаз изменен до полного замутнения. Призмы плагиоклаза нередко деформированы и отличаются резкой зональностью. В различных сечениях (в симметричной зоне и  $\perp$  РМ) плагиоклаз определяется как андезин (углы погасания  $17-18^\circ$ ) или в (других образцах) как лабрадор (углы погасания  $27-29^\circ$ ).

На втором месте по количеству после плагиоклаза стоят пироксены — ромбический и моноклинный. Изометричные зерна и столбчатые выделения гиперстена слабо окрашены в розовый или бледнооранжевый цвет. Определенный в разных шлифах гиперстен согласно показывает следующие константы:  $2V = -66, -64, -62^\circ$ ;  $CNg = -3-0^\circ$ .

По диаграмме оптических свойств, составленной Уинчелом, содержание молекулярных процентов  $FeSiO_3$  определяется в нем в 36%, что является необычно высоким даже для метаморфизованных габбро Чуна-тундры (Куплетский, 1935, стр. 15). С гиперстеном нередко находится в сростании слабо зеленоватый или мутносерый моноклинный пироксен, обнаруживающий значительно более высокое двупреломление. Моноклинный пироксен, кроме того, встречается и в отдельных, самостоятельных зернах. Константы его, определенные в разных шлифах, следующие:

| $2V$        | $CNg$      |
|-------------|------------|
| $+56^\circ$ | $47^\circ$ |
| $+58$       | $49$       |
| $+54$       | $48$       |

Вокруг обоих пироксенов — и ромбического и моноклинного — наблюдаются двойные каемки из зеленоватого амфибола и граната. Повсюду хорошо видно, что гранат образуется по границе с плагиоклазом и за счет его замещения, как это видно на фиг. 17.



Фиг. 17. Замещение плагиоклаза гранатом.

В некоторых образцах в значительном количестве развивается биотит в пластинках неправильной формы, иногда в сростании с другими цветными минералами. Биотит отличается интенсивной окраской от буровато-красного до светложелтого цвета. Окружен, как и пироксены, каемкой зеленоватого амфибола. Во всех образцах много магнетита, заполняющего места среди цветных минералов. Судя по формам магнетита, повторяющего очертания соседних минералов, он выделился в позднюю фазу. В подчиненном количестве, в большинстве случаев в виде включений в других минералах, встречаются мелкие столбики апатита. Кварц присутствует не во всех образ-

цах, но в большинстве их, образуя либо самостоятельные зерна, либо входя в состав микропегматита, заполняющего интерстициальные промежутки. В последнем случае наблюдаются и отдельные единичные зерна ортоклаза. Нами произведен количественно-минералогический подсчет двух образцов — кварцевого (обр. 56) и бескварцевого (обр. 12), которые здесь и приводятся (в обоих случаях дается среднее из двух подсчетов; в обр. 56 кварц подсчитан вместе с микропегматитом).

| Обр. 12 (Чун-озеро)           |        | Обр. 56 (Кислая губа)         |       |
|-------------------------------|--------|-------------------------------|-------|
| Плаггиоклаз . . . . .         | 47.24% | Плаггиоклаз . . . . .         | 47.1% |
| Моноклиный пироксен . . . . . | 19.15  | Моноклиный пироксен . . . . . | 12.10 |
| Гиперстен . . . . .           | 17.55  | Гиперстен . . . . .           | 20.15 |
| Гранат . . . . .              | 9.00   | Гранат . . . . .              | 5.08  |
| Биотит . . . . .              | 2.32   | Биотит . . . . .              | 3.12  |
| Амфиб. каемка . . . . .       | 2.02   | Амфиб. каемка . . . . .       | 5.22  |
| Магнетит . . . . .            | 2.40   | Магнетит . . . . .            | 1.51  |
| Апатит . . . . .              | 0.32   | Ортоклаз . . . . .            | 0.50  |
|                               |        | Микропегматит . . . . .       | 5.22  |
| $\Sigma = 100\%$              |        | $\Sigma = 100\%$              |       |

Для последнего образца был выполнен химический анализ, произведенный в химической лаборатории Петрина аналитиком К. П. Соковой. Результаты анализа приведены в табл. 1, с пересчетом данных анализа на магматические формулы акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга

ТАБЛИЦА 1

| Химический состав                        | Процентное содержание | Приведено к 100% | Эквивалент |
|------------------------------------------|-----------------------|------------------|------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 53.50                 | 54.55            | 0.909      |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 1.40                  | 1.43             | 0.018      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 14.92                 | 15.21            | 0.149      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 4.82                  | 1.86             | 0.011      |
| FeO . . . . .                            | 9.46                  | 9.66             | 0.134      |
| MgO . . . . .                            | 5.67                  | 5.78             | 0.145      |
| CaO . . . . .                            | 8.56                  | 8.05             | 0.143      |
| BaO . . . . .                            | 0.03                  | 0.03             | 0.001      |
| MnO . . . . .                            | 0.13                  | 0.13             | 0.001      |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 2.24                  | 2.28             | 0.037      |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 1.01                  | 1.01             | 0.011      |
| — H <sub>2</sub> O . . . . .             | 0.08                  | —                | —          |
| + H <sub>2</sub> O . . . . .             | 0.85                  | —                | —          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | 0.53                  | —                | —          |
| $\Sigma$ . . . . .                       | 100.20                | 100              | —          |

$$2.9 \text{ RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 5.8 \text{ SiO}_2; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 8.9; \alpha = 1.95; \beta = 68.$$

Как это видно из химической и минералогической характеристики, описанная разность габбро-норита очень близка к кварцсодержащим габбро, изученным В. Гакманом для Финляндии (Usmi) и Кольского полуострова.

По своей кислотности она значительно превышает метаморфизованное габбро Эббчорра из Чуна-тундры (Куплетский, 1933, стр. 32), коэффициент кислотности вообще довольно высок, выходя за пределы 1.3—1.7, установленные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом для русских габбро и норитов. Это еще более подчеркивает гибридную природу описываемых пород. Отметим



попутно, что типичное вообще для всех норитов небольшое содержание воды и для наших габбро-норитов не является исключением.

### Микроклиновые граниты и жильные аплиты

Светлые розовато-серые или красные среднезернистые породы, редко массивной, обычно же сланцеватой текстуры. В большинстве случаев в той или иной степени катаклазированы. Наименее затронутые этим процессом разновидности показывают нормальную гранитовидную структуру, с преобладанием в составе породы чистых зерен микроклина решетчатого строения, кварца и подчиненного по отношению к ним плагиоклаза. Форма зерен этих минералов не показывает заметного идиоморфизма по отношению друг к другу. Цветные компоненты присутствуют в небольшом количестве и представлены либо биотитом, либо развивающимся по биотиту хлоритом. Акцессорные минералы представлены магнетитом и цирконом. В гранитах, цементирующих брекчии, в большом количестве развивается микропегматит.

Чаше встречаются структуры, которые можно было бы назвать «псевдо-порфировыми». Для них характерны крупные, раздробленные по краям, зерна микроклина, располагающиеся в мелкозернистой перекристаллизованной массе кварца и полевого шпата. Микроклин решетчатого строения и с резким волнистым погасанием. Плагиоклаз встречается в небольшом количестве и часто образует по границе с микроклином мирмекитовые участки (фиг. 18).

Наконец, при большей интенсивности процесса возникают вполне раздробленные и перекристаллизованные породы. В этом случае наблюдается обособление мелкозернистого материала в полосы, чередующиеся с полосами более крупных зерен; те и другие состоят из кварца и микроклина. Параллельно этому же направлению вытянуты и зеленовато-желтые чешуйки биотита и выделения магнетита.

В мелких жилках, мощностью от 5 до 25 см, секущих габбро-нориты, а также в цементе брекчий, микроклиновые граниты, как уже отмечалось выше, иногда значительно меняют свой состав, приближаясь к более основным типам. Изменение идет в направлении уменьшения в породе микроклина и увеличения плагиоклаза, причем в наиболее крайних членах такого ряда, представленных кварцевыми диоритами, наряду с полным исчезновением микроклина, меняется также и микроструктура пород. Макроскопически такие кварцевые диориты отличаются от главной массы микроклиновых гранитов своим белым цветом и присутствием черных пятен блестящих листочков биотита, размером до 3 мм. Все они в той или иной степени катаклазированы. Под микроскопом — структура типа монцонитовой: не крупные разобщенные призмочки плагиоклаза (0.5—1.5 мм), с прямыми формами боковых граней, разбросаны без определенного порядка в расположении друг к другу, среди крупных выделений мозаичного кварца, агрегат зерен которого погасает более или менее одновременно (фиг. 19). Плагиоклаз слегка мутный, в полисинтетических двойниках с заметной зональностью. Местами сильно скаполитизирован. В сечениях  $\perp$  М дает угасания, близкие к составу олигоклаз-андезина. Из цветных минералов присутствуют: биотит с включением апатита и с каймой зеленого амфибола и (реже) моноклиновый пироксен. Для последнего определены следующие данные на универсальном столике:  $2V = +58^\circ$ ,  $CNg = 49^\circ$ . По своему виду и оптическим свойствам пироксен совершенно аналогичен моноклиновым пироксенам габбро-норитов.

Порода была анализирована в химической лаборатории Петрографического института аналитиком К. П. Соковой; в табл. 2 приводятся данные химического анализа с пересчетом на магматические формулы акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

| Химический состав                        | Процентное содержание | Приведено к 100% | Эквивалент |
|------------------------------------------|-----------------------|------------------|------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 62.28                 | 63.49            | 1.058      |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0.99                  | 1.01             | 0.013      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 16.36                 | 16.69            | 0.164      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1.21                  | 1.23             | 0.008      |
| FeO . . . . .                            | 4.37                  | 4.45             | 0.062      |
| MgO . . . . .                            | 2.61                  | 2.66             | 0.066      |
| CaO . . . . .                            | 5.06                  | 4.55             | 0.081      |
| BaO . . . . .                            | 0.05                  | 0.05             | 0.001      |
| MnO . . . . .                            | следы                 | —                | —          |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 3.69                  | 3.77             | 0.060      |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 2.06                  | 2.10             | 0.022      |
| — H <sub>2</sub> O . . . . .             | 0.20                  | —                | —          |
| + H <sub>2</sub> O . . . . .             | 0.92                  | —                | —          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | 0.45                  | —                | —          |
| Σ . . . . .                              | 100.25                | 100              | —          |

$$1.7 \text{ RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 6.2 \text{ SiO}_2; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 2.56; \alpha = 2.65; \beta = 43.$$

Полученные данные хорошо согласуются с химической характеристикой группы кварцевых диоритов.

Кроме крупных массивов, как мы уже отмечали, микроклиновый гранит встречается в многочисленных мелких инъекциях среди гнейсов. В этом случае мы имеем пластовые жилы различной мощности, от нескольких сантиметров и до 15 м, представленных мелкозернистым аплитом. Структура этих пород по преимуществу паналлотриоморфно-зернистая. Состав — микроклин, олигоклаз, кварц. Олигоклаз обычно затронут выветриванием и благодаря мутносерой поверхности легко отличим в шлифе от чистых зерен микроклина.

### Габбро-диабазы горы Перькварь

Макроскопически — плотные, среднезернистые породы; состоят из темно-зеленых призмочек роговой обманки, длиной до 3 мм, и серых пятен плагиоклаза.

Под микроскопом — крупнозернистая офитовая структура. Крупные призмы плагиоклаза равномерно разбросаны по всему шлифу, образуя между собой входящие углы, либо вдаваясь своими основаниями в более крупные призмы амфибола. Преобладающими минералами в составе породы являются плагиоклаз и роговая обманка. В виде второстепенных компонентов следует отметить: биотит, ильменит, кварц, апатит и вторичные продукты выветривания — цезит и эпидот.

**П л а г и о к л а з** — образует широкие и сравнительно чистые призмы со слабо извилистыми или совершенно прямыми контурами боковых граней. Почти все призмы в полисинтетических двойниках. Углы погасания в симметричной зоне —26, —27°; в сечении  $\perp$  РМ —28°. То и другое согласно указывает на основной плагиоклаз ряда лабрадора. В некоторых образцах плагиоклаз целиком замещен грязносерой массой соссюрита.

**Р о г о в а я о б м а н к а**. Слабо окрашенная уралитовая роговая обманка образует крупные, неправильные зерна или вытянутые широкие призмы. Плеохроизм почти отсутствует. Цвет зеленовато-серый. Строение зерен волокнистое или тонко-листоватое.

**Б и о т и т** — встречается либо в единичных пластинках, в значительной степени хлоритизированных, либо в кучных скоплениях мелких коричневых чешуек с резким плеохроизмом.

Ц о и з и т и э п и д о т — образуют скопления мелких кристалликов, заметно выделяясь среди окружающей массы своим высоким рельефом и аномальными цветами интерференции.

И л ь м е н и т — присутствует в виде крупных зерен черных в проходящем свете, с буро-серой жаемкой лейкоксена вокруг неизмененного ядра.

К в а р ц — выделяется, главным образом, в интерстициях между призмами плагиоклаза, в виде чистых ровно гаснущих зерен.

А п а т и т образует мелкие столбики и шестиугольные разрезы с обычным высоким рельефом и низкими цветами интерференции. Нередко включен в зерна амфибола.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеописанный очерк посвящен геолого-петрографическому описанию. Здесь не фигурируют полезные ископаемые, поскольку поиски на них, проводившиеся совместно с геологическими работами, дали отрицательный результат. Хотя наши наблюдения и неполны, все же отрицательные результаты поисков вынуждают нас указать на то, что в отношении полезных ископаемых перспективы района не являются особенно обнадеживающими. Известняки и доломиты, хотя и могут быть обнаружены здесь в коренном залегании, не будут представлять по своему типу такой прочной базы для развития производства, как это уже устанавливается для восточных месторождений карбонатных пород в районе ст. Титан. Наиболее вероятные месторождения их в описываемом районе — это небольшие пласты и линзы среди гнейсо-сланцевой толщи, примерно такого вида, как небольшая залежь доломитов у Тик-озера, открытая поисковым отрядом треста «Апатит» в 1934 г. и не имеющая промышленного значения; или — это наполовину силифицированные карбонатные породы, хотя и большей мощности, но по своему качеству еще более непригодные для производства.

Кварцевые слюдяные месторождения, в виду маломощности жил и незначительных размеров пластинок, не могут играть сколько-нибудь серьезной роли. Пегматиты в районе совсем не развиты.

Гранаты, встречающиеся в виде гранато-полевошпатовых или гранатокварцевых прослоев и линз в гнейсах, вследствие малой величины зерна и невысокой концентрации, также не представляют интереса. Признаков оруденения в пироксенитах оз. Кислого и габбро-поритах встречено не было.

Из всего этого могут представлять некоторый интерес для промышленности лишь габбро-диабазы горы Перькварь, как каменные строительные материалы.

N. I. SOUSTOV

## GEOLOGO-PETROGRAPHIC SURVEY OF THE EASTERN FOOTHILLS OF CHUNA-TUNDRA ON THE KOLA PENINSULA

### SUMMARY

The present work elucidates the geology of the southeastern foothills of the Chuna-tundra situated on the Kola Peninsula. In his investigations conducted on this territory, the author discovered a great vertical occurrence of Archaean metamorphic rocks consisting largely of precipitated gneisses and schists. The lower horizons of gneisses are strongly migmetised and are but little distinguished from the ancient oligoclastic granito-gneisses of eruptive origin. The upper horizons of gneisses and schists are changed to a lesser degree and preserve their precipitative aspect. In particular, they are composed of stavrolitic and granato-micaceous schists. Several features, including

that of constant stratification of schists with schistous amphibolites and metamandelsteins, their piercings by peridotites, etc. in the upper horizons greatly recall the tundras of Tolpvyd — Keulik (5) and kaskama-soorti (12). Guided by geological considerations, the author unites the upper horizons of the section studied with the lower horizons in the coeval formation (svionian) distinguishing them only by the degree of metamorphisation.

The dominating structural singularity of this region is the large synclinal fold striking W. N. W. — E. S. E. The series of crystalline schists of the area studied form the southern wing of this regional synclinal, complicated by several smaller folds and a thrust of the ancient Archaean block upon the more recent Proterozoic series of Imandra—Varzuga (in the east corner of the tract).

Amongst the intrusives to be found on the area studied are: granite, gabbro, pyroxenites, peridotites and diabases. The large massifs of feldspathic amphibolites are regarded by the author to be of eruptive formation too. Numerous hornfelsic inclusions are to be met with in the gabbro-norites; schlieres of ultra-basic rocks are observed. Quartz and micro-pegmatite are frequently present in the mineralogical compound. These phenomena the author explains by assimilation. Both very ancient oligoclastic and post-Karelian — microclinous granites are to be met with. On Elnyune and Elyavruaivench the latter pierce the gabbro-norites, forming eruptive breccia, thin injections and parallel veins in the gabbro-norite masse. Conglomerate-like formations on Elnyune, formerly described as sedimentated (7) are likewise regarded by the author as eruptive breccia. As a result of the intrusion of more recent microclinous granites, both the gabbro-norites themselves and the porphyrite veins intersecting them were partly recrystallised and metamorphised.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев С. А. Географические работы на западном побережье оз. Иmandра. Изв. Русск. геогр. общ., 1924, 56, вып. I.
- Кассин Н. Г. Геологические исследования вдоль Мурманской ж. д. Мат. общ. и прикл. геол., 1923, вып. 43.
- Куплетский А. М. Геолого-петрографическая характеристика Чуна-тундры на Кольском полуострове. Тр. СОПС, сер. кольск., 1933, вып. 5.
- Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монча-тундры. Тр. СОПС, сер. кольск., 1935, вып. 7.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова, ч. I, Л.—М., Акад. Наук, 1935.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., 1936, 53.
- Рихтер Г. Д. Физикогеографический очерк оз. Иmandра и его бассейна. Геогр. эконом. инст. при ЛГУ, 1934, вып. 5.
- Судовиков Н. Г. Материалы по геологии юго-зап. части Кольского полуострова. Тр. Ленингр. геол. тр., 1935, вып. 10.
- Bastin E. S. Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. Journ. Geol., 1909—1913.
- Escola P. On the petrology on the Orijarvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., 1914, № 40.
- Hauser H. Über die praquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere Bull. Comm. Geol. Finl., 1926, № 76.
- Holmquist P. T. Tyren und Nomenklaturen der Adergesteine Geol. För. Stenöpnöy  
Förh., 1921, 43, 612. запол.
- Mac Gregor A. G. Clouded Felspars and Thermal Metamorphism. Min. с ам-  
1931, 22, № 133, 524. I «Апа-

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ

**ХИМИКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПИРОКСЕНИТОВОЙ ИНТРУЗИИ У СТ. АФРИКАНДА НА КОЛЬСКОМ  
ПОЛУОСТРОВЕ<sup>1</sup>**

В ряде предварительных публикаций (Куплетский, 1936, 1937) мною было дано освещение геологического строения своеобразной интрузии ультраосновных пород у ст. Африканда Кировской ж. д. Эта интрузия, в главной массе сложенная пироксенитами, занимает площадь в 6,8 км<sup>2</sup> и особенно интересна благодаря приуроченности к ней месторождений титановых минералов — кнопита и титаномагнетита. За последний год проведенные здесь трестом «Апатит» разведочные работы уточнили некоторые данные по геологии интрузивного тела, а проведенное автором минералогическое и химическое изучение пород массива внесло большую ясность в химизм этой сложной интрузии.

Поэтому автор находит своевременным сообщить здесь те заключения, к которым приводят его эти новые данные по химизму африкандской интрузии.

Прежде всего, предположение о том, что интрузия Африканды представляет собой полого падающее к югу пластовое тело, не подтверждается, так как разведочные работы треста «Апатит» вскрыли западный и юго-западный контакты ультраосновных пород с гнейсами, которые падают под интрузивное тело. Общее падение контакта пород интрузии, по данным буровых скважин, идет к центру массива под углом 40—60°.

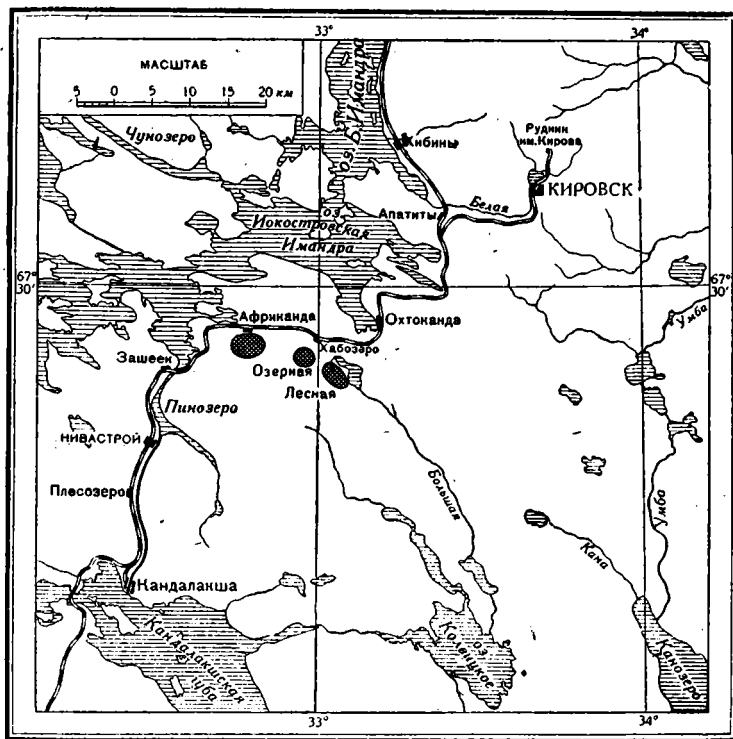
В то же время в северной части интрузии падение и биотитовых прослоев в слюдяных пироксенитах и прожилков крупнозернистых пироксенитов в мелкозернистых сохраняет довольно выдержанное падение на Ю под углом 40—60°. В центральной части интрузии, на так называемом рудном участке, падение пород преимущественно направлено на СВ и С.

Буровые работы треста «Апатит» показали, что полосчатость рудных оливинитов и пироксенитов наблюдается в кернах на глубину до 150—170 м и имеет очень изменчивое падение. Эту полосчатость следует рассматривать как проявление движения в застывающей и кристаллизующейся магме, что особенно хорошо проявляется в мелилитовых оливинитах, обнаженных в 32-й канаве и изображенных в ранее опубликованных работах автора. Тектонические движения после формирования ультраосновной интрузии Африканды проявляются как в появлении трещин, позднее заполненных жилами полущелочных порфиритов, так и в крупном сбросе, с амплитудой 4—5 м, который вскрыт первой разведочной канавой треста «Апатит» в северном участке интрузии. Падение сбросовой трещины СВ  $\angle 65^\circ$ , зона дробления достигает 5—6 м.

<sup>1</sup> Рукопись закончена XI 1937 г.

Ограпичиваясь этими краткими замечаниями по геологии массива, напомним здесь последовательность внедрений в африкандском интрузивном теле.

Наличие в центральной части месторождения эруптивной брекчии с громадными глыбами рудных оливинитов, находящихся во вторичном залегании среди пироксенитов, указывает на то, что в самом массиве не было дифференциации *in situ*, но что здесь мы имеем дело с последовательным поступлением магмы из какого-то более глубокого очага. Это подтверждается также и тем, что в районе станций Африканда — Хаб-озеро Кировской ж. д. на площади 100 км<sup>2</sup> мы имеем три разобщенных интрузии ультраосновных пород, сложенных однотипными, а порой и аналогичными породами, и потому несомненно представляющими единое генетическое целое.



Фиг. 1. Схема расположения ультраосновных интрузий.

Среди этих интрузий Лесная варака, расположенная на берегу Сайд-озера, сложена преимущественно рудными оливинитами, змеевиково-талковыми породами и пироксенитами, с характерным присутствием в массиве кнопита и меланита.

На Озерной вараке у разъезда Хаб-озеро преобладают пироксениты, довольно широко развиты мельтеигиты, ийолиты и уртиты и в контактных зонах интрузивного тела с гнейсами появляются карбонатиты с волластонитом, меланитом и эгирип-авгитом. В породах здесь, так же как и в интрузиях Лесной варакы и Африканды, характерным минералом является кнопит. Жильные щелочные породы здесь представлены канкрипитовыми сиенитами.

Массив Африканда занимает как бы промежуточное положение между интрузиями Лесной варакы и Озерной варакы, так как здесь мы имеем во вторичном залегании рудные оливиниты, аналогичные породам Лесной варакы, и в то же время последние фазы интрузии представлены здесь щелочными пегматитами и ийолитами, аналоги которых пользуются значительным развитием на Озерной вараке.

Образование массива Африканда происходило в следующие этапы.

1. Кристаллизация рудных оливинитов и пироксенитов, с титано-магнетитом и кнопитом, позднее разбитых на отдельные глыбы и куски и перемещенных последующим поднятием ультраосновной магмы.

2. Кристаллизация мелкозернистых пироксенитов с рассеянными выделениями кнопита, слагающих периферическую зону массива и незаметно переходящими в крупнозернистые пироксениты центральной части массива.

3. Новое поднятие магмы с образованием пегматоидных пироксенитов, сопровождавшееся перемещением и резорбцией ранее кристаллизовавшихся рудных оливинитов и пироксенитов. В северной части интрузии эта фаза дала своеобразные биотито-диопсидовые пегматоидные породы, в центральной части интрузии она представлена пегматоидными пироксенитами с диопсидом, кальцитом и титанитом.

4. Проникновение по трещинам нефелиновых пегматитов, образующих жилы и пропитывающих крупнозернистые пироксениты с образованием гибридных пород.

5. Внедрение по трещинам сформировавшегося массива секущих жил полущелочных порфиритов, аналогичных свите жильных пород, развитых в юго-западной части Кольского полуострова.

Оруденение пород Африканды титано-магнетитом и кнопитом проходит через все фазы интрузии от рудных оливинитов до щелочных пегматитов, причем рудные минералы выделяются всегда после оливина и пироксена, давая сидеронитовый тип выделения руды.

Относительное распределение в массиве Африканды пород отдельных фаз интрузивного цикла, основываясь на данных разведочных работ треста «Апатит», может быть намечено в таком виде:

|                                          |    |
|------------------------------------------|----|
| Рудные и мелилитовые оливиниты . . . . . | 9% |
| Мелкозернистые пироксениты . . . . .     | 52 |
| Пегматоидные пироксениты . . . . .       | 35 |
| Щелочные пегматиты и ийолиты . . . . .   | 4  |

Для изучения своеобразного химизма африкандской интрузии, в виду относительно простого минералогического состава слагающих ее пород, был принят метод анализа порообразующих минералов и последующего вычисления химического анализа горных пород по их количественно-минералогическому составу. Основные анализы порообразующих минералов приведены в табл. 1.

Оптические свойства и состав анализируемых минералов видны из следующей их характеристики:

1) О л и в и н. Анализируемый минерал состоит на 80% из оливина, 16.7% мзеевика и содержит 1% магнетита и 0.3% кальцита. Остаток 2%. По расчету анализа отношение  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  к  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 = 1 : 7$ , т. е. мы имеем оливин с содержанием 14.3%  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ .  $2V = +83.5^\circ$ .

2) П и р о к с е н. По расчету анализа пироксен содержит 2% акмитовой молекулы  $\text{R}_2\text{O} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_3$ , 9% авгитовой молекулы  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$  и 89% диопсид-геденбергитовой молекулы, в которой отношение  $\text{CaSiO}_3$  к  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$  равно 8.7 : 7.1. Пироксен имеет  $\text{Ng} = 1.7161 \pm 0.002$ .  $\text{Nr} = 1.668$ ,  $2V = +56^\circ$ ,  $\text{CNg} = 39-41^\circ$ .

Близкий состав был определен раньше и для пироксена мелкозернистых пироксенитов, который содержит акмита 3.4%, авгита 12.9% и диопсид-геденбергита 83.7%. В этом пироксене  $\text{Ng} = 1.721$ .  $\text{Nr} = 1.695$ ,  $2V = +54-61^\circ$ ,  $\text{CNg} = 38-43^\circ$ .

3) М е л и л и т. Анализ относится к изменчивому минералу, в котором 50% приходится на вторичный продукт состава  $2\text{RO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , 16.3% на геленитовую молекулу и 33.7% на акерманитовую молекулу. Неизменный мелилит изотропен. Его показатель преломления:  $\text{N} = 1.631$ .

4) С л ю д а. По высокому содержанию железа относится к типу лепидомелана. Ее показатель преломления определен иммерсионным методом:

$Ng=1.716$ ,  $Np=1.644$ ,  $Ng-Np=0.072$ . Эти величины намного превышают обычные для слюд показатели преломления.

5) Титаномагнетит. Его молекулярный состав 24.8% ильменита и 75.2% магнетита.

6) Кнопит. Анализированная разность knobita относится к выделениям этого минерала в раннюю фазу интрузии. В последние фазы интрузии Африканды, в щелочных пегматитах, появляются октаэдрические и ку-

ТАБЛИЦА 1  
Породообразующие минералы Африканды

| Химический состав                          | Оливин из порфировидного оливинита в разведочной канаве № 16. 2647—89 <sup>1</sup> | Пироксен из крупнозернистого пироксенита из канавы № 26. 2647—43 <sup>2</sup> | Мелилит из мелилитового оливинита из канавы № 32. 2647—94 <sup>3</sup> | Слюда из магнетитослюдяного пегматита из канавы № 19. 2647—44 <sup>4</sup> | Титано-магнетит. Среднее из пяти анализов треста «Апатит» | Кнопит. Среднее из двух образцов мелкокристаллического knobita <sup>5</sup> | Роговая обманка (Баркевикит) из пегматитов Оверной вараны <sup>6</sup> | Пироксен <sup>7</sup> из пегматидного пироксенита канавы № 25. 2647—18 <sup>8</sup> |
|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .                 | 37.02                                                                              | 48.50                                                                         | 40.42                                                                  | 35.12                                                                      | 0.72                                                      | 0.54                                                                        | 38.52                                                                  | 50.30                                                                               |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .                 | 1.31                                                                               | 2.48                                                                          | 0.12                                                                   | 1.65                                                                       | 8.67                                                      | 56.35                                                                       | 2.84                                                                   | 1.46                                                                                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0.39                                                                               | 3.54                                                                          | 4.83                                                                   | 9.18                                                                       | 0.58                                                      | 0.52                                                                        | 14.05                                                                  | 3.11                                                                                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 2.32                                                                               | 3.00                                                                          | 5.78                                                                   | 25.46                                                                      | 57.42                                                     | 1.19                                                                        | 5.05                                                                   | 1.69                                                                                |
| FeO . . . . .                              | 10.78                                                                              | 1.96                                                                          | —                                                                      | 4.34                                                                       | 28.77                                                     | 0.35                                                                        | 7.44                                                                   | 2.94                                                                                |
| MnO . . . . .                              | 0.30                                                                               | 0.06                                                                          | 0.06                                                                   | 1.29                                                                       | 0.91                                                      | 0.04                                                                        | 0.44                                                                   | 0.08                                                                                |
| MgO . . . . .                              | 43.63                                                                              | 15.30                                                                         | 14.38                                                                  | 7.80                                                                       | 2.10                                                      | 0.07                                                                        | 13.56                                                                  | 15.39                                                                               |
| CaO . . . . .                              | 2.08                                                                               | 24.48                                                                         | 24.69                                                                  | следы                                                                      | 0.98                                                      | 37.36                                                                       | 13.12                                                                  | 23.57                                                                               |
| SrO . . . . .                              | —                                                                                  | —                                                                             | —                                                                      | —                                                                          | —                                                         | следы                                                                       | —                                                                      | нет                                                                                 |
| K <sub>2</sub> O . . . . .                 | 0.04                                                                               | 0.31                                                                          | 0.49                                                                   | 8.02                                                                       | —                                                         | 0.05                                                                        | 1.78                                                                   | нет                                                                                 |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .                | 0.12                                                                               | 0.10                                                                          | нет                                                                    | 0.16                                                                       | —                                                         | 0.21                                                                        | 3.12                                                                   | 0.85                                                                                |
| H <sub>2</sub> O <sub>-110</sub> . . . . . | 0.21                                                                               | } 0.50                                                                        | 9.15                                                                   | 2.06                                                                       | —                                                         | } 0.52                                                                      | 0.49                                                                   | 0.20                                                                                |
| H <sub>2</sub> O <sub>+110</sub> . . . . . | 1.75                                                                               |                                                                               | —                                                                      | 4.66                                                                       | —                                                         |                                                                             | —                                                                      | —                                                                                   |
| CO <sub>2</sub> . . . . .                  | —                                                                                  | —                                                                             | —                                                                      | —                                                                          | —                                                         | —                                                                           | 0.13                                                                   | 0.67                                                                                |
| TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | —                                                                                  | —                                                                             | —                                                                      | —                                                                          | —                                                         | 2.46                                                                        | —                                                                      | —                                                                                   |
| Σ . . . . .                                | 99.95                                                                              | 100.23                                                                        | 99.92                                                                  | 99.74                                                                      | 100.15                                                    | 100.16                                                                      | 100.24                                                                 | 100.26                                                                              |

<sup>1</sup> Аналитик К. П. Сокова. <sup>2</sup> Аналитик В. А. Молева. <sup>3</sup> Аналитик Н. Х. Айдиньян. <sup>4</sup> Аналитик И. М. Шумило. <sup>5</sup> Аналитик А. В. Егоров и Т. А. Бурова. <sup>6</sup> Аналитик П. А. Волнов. <sup>7</sup> Химически не обнаружены Cr, Zr, Ta, Nb, Ni, Co, Ba, Sr, V, P. <sup>8</sup> Аналитик Н. И. Влодавец.

бические кристаллы этого минерала, в которых содержание редких земель в 2 и 3 раза превышает таковое в анализированном образце; параллельно с этим идет некоторое уменьшение количества титана в минерале. Таким образом, на Африканде мы имеем ряд представителей изоморфного ряда перовскит-кнопит-дизаналит, что заставляет пожелать минерологам СССР заняться детальным изучением этих минералов и выяснить право на самостоятельное существование knobita и дизаналита, так как каждый перовскит, повидимому, будет содержать и редкие земли и ниобий. Лишним подтверждением близости этих минералов являются исследования Зедлитца (1936), установившего почти тождественный размер элементарной ячейки для перовскита,  $A_0=7.66 \text{ \AA}$  и для дизаналита из Кайзерштуля  $A_0=7.67 \text{ \AA}$ .

7) Роговая обманка, аналогичная амфиболам из пегматоидных пироксенитов Африканды. Оптические константы ее:  $Ng=1.688$ ;  $Np=1.676$ ;  $Ng-Np=0.012$ ;  $CNg=18^\circ$ ;  $2V=78^\circ$ ; плеохроизм слабый в зеленовато-бурых тонах. Сопоставление химического состава и оптических свойств минерала позволяет отнести ее к баркевикитовой разности амфиболов.



8) Пироксен из пегматоидного пироксенита. По примерному расчету анализа пироксен содержит, за вычетом примеси кальцита, 3% акмитовой молекулы, 5% авгитовой молекулы и остальные 92% приходятся на диопсидовую молекулу, где отношение  $\text{CaSiO}_3$  к  $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$  равно примерно 1 : 1.

Вышеприведенные анализы минералов легли в основу вычисления химического состава пород Африканды на основе их количественно-минералогического состава, приведенного в табл. 2.

ТАБЛИЦА 2

Средний весовой количественно-минералогический состав пород Африканды

| Минералы                         | Рудные оливиниты, среднее из 9 подсчетов | Мелилитовый оливинит, по подсчетам треста «Апатит» | Пироксенит, среднее из 10 подсчетов | Пироксенит безрудный, из 10 подсчетов треста «Апатит» | Щелочный пегматит по подсчетам в поле |
|----------------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------------|
| Кнопит . . . . .                 | 31.20                                    | 20.86                                              | 18.06                               | 3.48                                                  | —                                     |
| Титаномagnetит . . . . .         | 24.72                                    | 25.49                                              | 19.71                               | 7.60                                                  | —                                     |
| Оливин . . . . .                 | 43.22                                    | 29.67                                              | 0.20                                | —                                                     | —                                     |
| Пироксен . . . . .               | 0.86                                     | 2.74                                               | 59.28                               | 80.79                                                 | 30                                    |
| Лепидомелан . . . . .            | —                                        | 0.04                                               | 2.75                                | 1.82                                                  | 5                                     |
| Мелилит . . . . .                | —                                        | 21.20                                              | —                                   | —                                                     | —                                     |
| Роговая обманка . . . . .        | —                                        | —                                                  | —                                   | 1.85                                                  | —                                     |
| Второстепенные примеси . . . . . | —                                        | —                                                  | —                                   | 3.26                                                  | —                                     |
| Меланит . . . . .                | —                                        | —                                                  | —                                   | —                                                     | 5                                     |
| Нефелин . . . . .                | —                                        | —                                                  | —                                   | 1.20                                                  | 60                                    |

Вычисленный на основе этих данных химический состав пород Африканды сведен в табл. 3. В эту же таблицу включены: химический состав крупнозернистого безрудного пироксенита, вычисленный в тресте «Апатит»; непосредственный анализ мелкозернистого пироксенита краевой зоны, выполненный В. А. Молевой, анализ жильного рудного ийолита, произведенный в химической лаборатории Петрографического института В. А. Молевой, и анализ мелилитового оливинита из 32-й канавы по данным П. А. Волкова.

Принимая во внимание приведенные в начале заметки данные о распределении пород в африкандской интрузии, можно вычислить также средний состав этой интрузии. Эти цифры, сведенные в табл. 4, показывают, что состав основной магмы, давшей начало африкандскому интрузивному телу, мало отличается от химизма преобладающих в интрузии пироксенитов, и ему свойственны все те особенности, которые характеризуют вообще все породы Африканды.

Эти особенности резко бросаются в глаза при рассмотрении цифр табл. 3 и в основном сводятся к следующему.

Все породы Африканды обнаруживают дефицит глинозема и малое содержание кремнекислоты.

От начала до конца интрузии наблюдается значительная концентрация кальция, вследствие чего характерными минералами пород Африканды являются кнопит и меланит, а также кальцит и титанит, постоянно присутствующие в пегматоидных пироксенитах и в щелочных пегматитах. Богатство магмы кальцием является причиной того, что здесь в пироксенах волластонитовая молекула преобладает над железисто-магнезиальной. Даже в щелочных пегматитах интрузии здесь отсутствует эгирин, а выделяется пироксен диопсидового ряда. Количество щелочей на Африканде было, очевидно, недостаточно для образования эгирина, и они идут целиком на построение нефелина и натролита в пегматитовых жилах. На Озерной варке мы имеем большее развитие уртитов и ийолитов, повышение роли

ТАБЛИЦА 3

| Химический анализ                                         | Мелилитовый оливинит № 2647/30 <sup>1</sup> | Рудный оливинит по десяти подсчетам | Рудный пироксенит крупнозернистый по десяти подсчетам | Мелкозернистый пироксенит краевой зоны <sup>2</sup> | Пироксенит крупнозернистый безрудный, по десяти подсчетам треста «Апатит» | Жильный рудный ийолит <sup>3</sup> | Щелочной пегматит, по подсчетам в поле |
|-----------------------------------------------------------|---------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|----------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .                                | 13.84                                       | 20.23                               | 31.51                                                 | 41.20                                               | 42.30                                                                     | 37.96                              | 44.23                                  |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .                                | 30.12                                       | 19.32                               | 4.77                                                  | 3.63                                                | 4.31                                                                      | 3.46                               | 1.56                                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .                  | 4.67                                        | 4.47                                | 2.86                                                  | 3.14                                                | 5.03                                                                      | 16.89                              | 21.31                                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .                  | 9.58                                        | 14.07                               | 10.63                                                 | 9.56                                                | 4.92                                                                      | 6.48                               | 3.66                                   |
| FeO . . . . .                                             | 6.61                                        | 11.04                               | 6.71                                                  | 7.70                                                | 6.41                                                                      | 3.62                               | 0.82                                   |
| MnO . . . . .                                             | —                                           | 0.24                                | 0.17                                                  | 0.20                                                | 0.17                                                                      | 0.14                               | 0.08                                   |
| MgO . . . . .                                             | 14.82                                       | 19.55                               | 10.91                                                 | 12.20                                               | 15.16                                                                     | 3.63                               | 5.05                                   |
| CaO . . . . .                                             | 21.26                                       | 13.42                               | 22.00                                                 | 20.22                                               | 19.42                                                                     | 16.58                              | 9.04                                   |
| BaO + SrO . . . . .                                       | не опред.                                   | 0.10                                | 0.10                                                  | —                                                   | —                                                                         | 0.05                               | —                                      |
| K <sub>2</sub> O . . . . .                                | 0.11                                        | 0.10                                | 0.20                                                  | 0.18                                                | 0.18                                                                      | 2.45                               | 3.78                                   |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .                               | 0.72                                        | 0.10                                | 0.13                                                  | 1.03                                                | 0.17                                                                      | 3.46                               | 9.47                                   |
| H <sub>2</sub> O . . . . .                                | 1.43                                        | 0.66                                | 0.61                                                  | 0.64                                                | 1.93                                                                      | 3.15                               | 1.00                                   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> и CO <sub>2</sub> . . . . . | 0.09                                        | —                                   | —                                                     | 0.57                                                | —                                                                         | 2.21                               | —                                      |
| Σ . . . . .                                               | 100.25                                      | 100.00                              | 100.00                                                | 100.17                                              | 100.00                                                                    | 100.08                             | 100.00                                 |

<sup>1</sup> Аналитик П. А. Возкова. <sup>2</sup> Аналитик В. А. Молева. <sup>3</sup> Аналитик В. А. Молева. <sup>4</sup> Включая редкие земли.

ТАБЛИЦА 4

| Химический состав                        | Рудные оливиниты и пироксениты 9% | Пегматоидные и крупнозернистые пироксениты (безрудные) 35% | Мелкозернистые пироксениты 52% | Щелочные дериваты 4% | Средний состав интрузии Африканды <sup>1</sup> | Молекулярные количества | Косвит Качканар Урал (Розенбуш) | Якупирангит Бразилия (Розенбуш, стр., 255) |
|------------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------|----------------------|------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 2.34                              | 14.80                                                      | 21.42                          | 1.60                 | 40.16                                          | 66.60                   | 40.56                           | 38.38                                      |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 1.47                              | 1.47                                                       | 1.89                           | 0.20                 | 5.03                                           | 628                     | 0.33                            | 4.32                                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0.18                              | 1.76                                                       | 1.63                           | 0.76                 | 4.33                                           | 424                     | 4.54                            | 6.15                                       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1.11                              | 1.69                                                       | 5.00                           | 0.20                 | 8.00                                           | 501                     | 13.65                           | 11.70                                      |
| FeO . . . . .                            | 0.80                              | 2.24                                                       | 4.00                           | 0.09                 | 7.13                                           | 992                     | 8.77                            | 8.14                                       |
| MnO . . . . .                            | 0.02                              | 0.06                                                       | 0.10                           | 0.01                 | 0.19                                           | 27                      | 0.02                            | 0.16                                       |
| MgO . . . . .                            | 1.37                              | 5.30                                                       | 6.34                           | 0.17                 | 13.18                                          | 3269                    | 13.07                           | 11.47                                      |
| CaO . . . . .                            | 1.60                              | 6.80                                                       | 10.51                          | 0.51                 | 19.42                                          | 3462                    | 19.06                           | 18.60                                      |
| SrO . . . . .                            | слезы                             | —                                                          | —                              | —                    | слезы                                          | —                       | —                               | —                                          |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 0.01                              | 0.06                                                       | 0.09                           | 0.12                 | 0.28                                           | 30                      | 0.09                            | 0.13                                       |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 0.01                              | 0.06                                                       | 0.53                           | 0.26                 | 0.86                                           | 139                     | 0.25                            | 0.78                                       |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .  | 0.04                              | 0.03                                                       | —                              | —                    | 0.07                                           | —                       | —                               | —                                          |
| Вода . . . . .                           | 0.05                              | 0.73                                                       | 0.49                           | 0.08                 | 1.35                                           | —                       | 1.04                            | 0.89                                       |
| Σ . . . . .                              | 9.00                              | 35.00                                                      | 52.00                          | 4.00                 | 100.00                                         | —                       | 101.38                          | 100.72                                     |

<sup>1</sup> Мрамматическая формула среднего состава: 8.56 RO·R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·7.88 RO<sub>2</sub>·R<sub>2</sub>O : RO = 1:45; α = 1.36.

эпирин-авгита в щелочных породах и появление в последних фазах интрузии эгириновых и биотитовых капсиринитовых сиенитов. Таким образом, на

Озерной вараке имеется большее насыщение щелочами, и ее можно считать за более высокий горизонт комплексной интрузии, чем Африканду.

В последовательном развитии интрузии Африканды нетрудно подметить определенные закономерности в изменении химического состава пород в процессе интрузии. Так, содержание двуокиси титана резко понижается от 19.3 в рудных оливинитах до 3.6 в мелкозернистых пироксенитах краевой зоны. В пегматитовых жилах и ийолитах двуокиси титана также немного, хотя следует отметить, что в отдельных участках пегматитовых жил наблюдается значительная концентрация богатых титаном минералов — кнопита, меланита и титаномagnetита. Параллельно с уменьшением в породах количества титана понижается и общее содержание железа. В то же время сумма магнeзии и извести во всех породах ультраосновного ряда остается примерно постоянной в пределах 32—34%. Глинозем имеет тенденцию медленного роста к конечным фазам интрузии, и концентрация его резко повышается в щелочном остаточном расплаве основной магмы. Однако нехватка кремнезема и глинозема приводит к тому, что полевые шпаты почти нацело отсутствуют в породах Африканды, Озерной и Лесной варак.

Химическая характеристика интрузии Африканды была бы неполной, если бы мы не отметили здесь наличие летучих компонентов. Пегматоидная структура значительной части пироксенитов, постоянное присутствие в них кальцита, обильное выделение слюды в некоторых разностях биотитовых пироксенитов, большое накопление апатита в мелкозернистых пироксенитах и отчасти в пегматитовых жилах — все это свидетельствует о значительной роли летучих компонентов в процессе образования интрузивного тела Африканды.

Необходимо отметить еще одну особенность химизма пород Африканды, а именно присутствие в минералах стронция. Стронций рентгеноскопически установлен в кнопите и объясняет появление лампрофиллита, выполняющего вместе с патролитом пустотки в пегматоидном пироксените в 24-й канаве.

Сравнение химизма пород Африканды с другими ультраосновными породами, описанными в литературе, показывает, что только две породы — ко-свит, описанный Дюпарком на Урале и содержащий 74% диопсида, и якупирангит Бразилии так же богаты кальцием, как и пироксениты Африканды. По содержанию двуокиси титана и щелочей только якупирангит соответствует среднему типу пород Африканды, и, таким образом, именно в этом типе пород мы должны искать разрешение общего вопроса о генезисе африкандской интрузии.

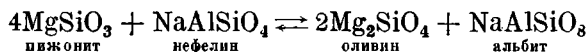
Исходной магмой, давшей начало всем интрузиям района Африканда — Хаб-озеро, надо считать ультраосновную магму, которая в результате поглощения карбонатных осадков приобрела тот состав, который вычислен в табл. 4. За вероятность такого предположения говорит ненормальный состав пород, обогащенных известью и бедных глиноземом и кремнием, а также постоянное присутствие в породах Африканды кнопита, меланита, диопсида и других известковых контактных минералов. Еще более характерно появление на Озерной вараке волластопитовых пород и карбонатитовых жил с эгирипом и меланитом, также подчеркивающих пересыщенность известью и этой ультраосновной интрузии.

Лишним подтверждением вероятного значения ассимиляции в генезисе интрузий Хабозерного района служит появление в начальных фазах кристаллизации своеобразных мелилитовых оливинитов, содержащих до 30% мелилита. Следует отметить, что оливиновый мелилитит Вейсберга, заключающий многочисленные включения пироксенитов и оливинитов, Т. Эрнст (Ernst, 1936) также рассматривает как продукт ассимиляции.

Ассимиляция карбонатов и богатство исходной магмы летучими, на что было указано выше, создали благоприятные условия для такого хода дифференциации основной магмы, который обусловил появление здесь щелочного остаточного расплава.

Эта дифференциация началась с выделения рудных оливинитов, давших сплошной массив Лесной варакы и, вероятно, образовавших на Африканде какие-то нижние горизонты, позднее разломанные и перемещенные. В последующую пироксенитовую фазу интрузии уже проявляется обогащение магмы летучими компонентами, сказывающееся в появлении биотитовых и пегматоидных разностей пироксенитов и в проникновении их апатитом. Обособляющийся в процессе дифференциации щелочной остаточный расплав накапливается в магматической камере и поступает в трещины и разломы интрузивного тела в последние фазы его жизни. Следует еще раз подчеркнуть появление мелилита в породах Африканды, в результате чего здесь появляется ассоциация минералов, отчасти напоминающая ту, для которой Боуэн (Bowen, 1922) экспериментально установил условия появления мелилита. Изучая равновесие системы диоксид-нефелин, Боуэн подчеркнул, что «хризолит и пироксен образуются из слабо щелочной магмы, но их выделение, с понижением  $T^\circ$ , делает жидкость такой щелочной, что в конце они становятся неустойчивыми в контакте с ней и замещаются мелилитом и биотитом». Форстерит и мелилит являются первыми кристаллами в средних смесях, содержащих 40—50% нефелина. Установленная Боуэном возможность появления щелочной жидкости из основной магмы принимается и другими авторами. Так, тесная связь некоторых пироксенитов с породами «щелочной» серии подчеркивается также Дэли в его работе о глубинах земли; Дэли в качестве примеров упоминает граниты Дуппау, эссекситы Квебека, сиениты Предаццо, фойолиты Абиссинии и т. п.

С другой стороны, возможность появления щелочных пород в процессе кристаллизации базальтовой магмы была в последнее время показана Бартом (Barth, 1936), который подтверждает реальность реакции Шэнда:



пикзоит

нефелин

оливин

альбит

Рассматривая условия кристаллизации силикатов в тетраэдре оливин — апортит — нефелин — кремнекислота, автор указывает, что в зависимости от состава исходного расплава получается либо кварцевый остаточный расплав, либо остаточный расплав, недосыщенный кремнекислотой, либо ранее выделившийся оливин полностью реагирует с жидкостью и получается трахитовый остаток без кварца и нефелина. Тем самым подтверждаются прежние выводы Лемана и обосновываются известные в природе ассоциации:

1. Базальт — трахит и базальт — гранофир в провинции Thulian.
2. Базальт — трахит — фойолит в океанических островах.
3. Базальт — андезит — дацит в зоне вокруг Тихого океана.

Хотя мы имеем дело в Африканде не с базальтовой магмой, а с ультраосновной, выводы Барта интересны в том отношении, что они указывают на связь некоторых щелочных пород с растворами, богатыми железом и магнием. Некоторые примеры аналогичного порядка были приведены мной в ранее опубликованных работах. Принимая генетическую связь ийолитов и щелочных пегматитов с ультраосновной магмой, мы не должны упускать из вида возможности и другого объяснения этой ассоциации. Возможно, например, предположение, что пироксениты Африканды являлись продуктом состава являются основными дериватами ийолитовых интрузий, развитых на Озерной вараке достаточно широко. При этой концепции ведущая роль принадлежала бы щелочной магме, а не ультраосновной. Против такого предположения говорит количественное отношение ультраосновных и щелочных пород в интрузиях Лесной, Озерной и Африкандской варак, с резким преобладанием здесь оливинитов и пироксенитов.

Некоторые авторы, однако, допускают возможность появления ийолитов в результате ассимиляции магмой известковых пород.

Так, Шэнд (Shand, 1933) для Шпитцкопа в Южной Африке считает, что там ийолиты с титанитом, меланитом, канкринитом и кальцитом являются продуктом поглощения известняков фойяитами, однако для африкандских

интрузий эта гипотеза совершенно отпадает, так как полевошпатовых пород здесь вообще нет. Кроме того, на Кольском полуострове, на Турьем мысу, мы имеем совершенно обратный процесс, где под воздействием ийолитовых интрузий идет сиенитизация песчаников и образование сиенитов, а потому гипотеза Шэнда кажется нам недостаточно обоснованной. Это тем более мало вероятно, что Ботогольский гора в Саянах дает убедительный пример, когда поглощение фойяитовой магмой известняков дает диоритовую, а не ийолитовую фацию.

Все эти соображения заставляют нас считать единственно приемлемой для интрузий Хаб-озера гипотезу появления щелочных пород в результате дифференциации ультраосновной магмы, поглотившей карбонатные осадки и обогащенной летучими компонентами.

Рассматривая положение хабозерских интрузий среди других проявлений щелочных пород Кольского полуострова, мы можем отметить известную близость этих интрузий к комплексу тундры Гремяха, где имеется аналогичная ассоциация основных и щелочных пород, хотя вещественный состав интрузий в этих случаях и является несколько отличным друг от друга. Характерно во всяком случае появление титаномagnetитового оруденения в основных породах Гремяхи, которое можно параллелизовать с титановым оруденением Африканды.

Предположение, что интрузия Африканды является результатом проявления здесь щелочной магмы хибинских и ловозерских интрузий, носило бы слишком спекулятивный характер, не опирающийся на реальные фактические обоснования. Однако появление в пироксенитах Африканды такого типичного хибинского минерала, как лампрофиллит и редкоземельного, как кнопит, позволяет предполагать, что Кольская щелочная провинция, которая насчитывает сейчас около 25 отдельных точек проявления щелочных пород, характеризуется в целом богатством титаном, редкими землями и повышенным содержанием окиси стронция.

**B. M. KUPLETSKY**

## **CHEMICO-PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE PYROXENYTE INTRUSIONS OF AFRIKANDA STATION OF THE KOLA, PENINSULA SUMMARY**

The present work provides new analytical material characterising the singular association of ultra-basic and alkaline rocks in the intrusions at Afrikanda Station on the Kola Peninsula.

On the basis of analysis of the rock-forming minerals of Afrikanda, cited in table № 1 and the average quantitative-mineralogical composition of Afrikanda rock, quoted in table № 2, the author has calculated the chemical composition of the basic rocks of Afrikanda. This composition is set forth in table № 3 which also covers the data of immediate analyses of the following mineral rocks: melilite olivinite (1), finegrained pyroxenite of the intrusion border zone (4) and ore bearing ijolite (6).

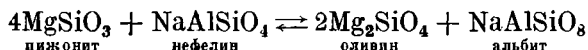
Being approximately aware of the distribution of rock on the area of the Afrikanda intrusion, rendered on page 39 the author has estimated the average composition of the Afrikanda intrusion, quoted in column 5, table № 4.

This composition most closely approaches that of jacupirangite.

The singularity in the chemism of the Afrikanda intrusion is to be found in its small content of silica, deficiency of alumina, considerable concentration of calcium and high content of titanium. It is very important, furthermore, to remark on the presence of volatile components in the Afrikanda rocks manifested in the development of pegmatoid structures of pyroxenites and the appearance here of biotite and apatite. Another characteristic is the abun-

Эта дифференциация началась с выделения рудных оливинитов, давших сплошной массив Лесной варакы и, вероятно, образовавших на Африканде какие-то нижние горизонты, позднее разломанные и перемещенные. В последующую пироксенитовую фазу интрузии уже проявляется обогащение магмы летучими компонентами, сказывающееся в появлении биотитовых и пегматоидных разностей пироксенитов и в проникновении их апатитом. Обособляющийся в процессе дифференциации щелочной остаточный расплав накапливается в магматической камере и поступает в трещины и разломы интрузивного тела в последние фазы его жизни. Следует еще раз подчеркнуть появление мелилита в породах Африканды, в результате чего здесь появляется ассоциация минералов, отчасти напоминающая ту, для которой Боуэн (Bowen, 1922) экспериментально установил условия появления мелилита. Изучая равновесие системы диопсид-нефелин, Боуэн подчеркнул, что «хризолит и пироксен образуются из слабо щелочной магмы, но их выделение, с понижением  $T^\circ$ , делает жидкость такой щелочной, что в конце они становятся неустойчивыми в контакте с ней и замещаются мелилитом и биотитом». Форстерит и мелилит являются первыми кристаллами в средних смесях, содержащих 40—50% нефелина. Установленная Боуэном возможность появления щелочной жидкости из основной магмы принимается и другими авторами. Так, тесная связь некоторых пироксенитов с породами «щелочной» серии подчеркивается также Дэли в его работе о глубинах земли; Дэли в качестве примеров упоминает граниты Дунау, эссекситы Квебека, сиениты Предаццо, феолииты Абиссинии и т. п.

С другой стороны, возможность появления щелочных пород в процессе кристаллизации базальтовой магмы была в последнее время показана Бартом (Barth, 1936), который подтверждает реальность реакции Шэнда:



пикнолит

нефелин

оливин

альбит

Рассматривая условия кристаллизации силикатов в тетраэдре оливин — апортит — нефелин — кремнекислота, автор указывает, что в зависимости от состава исходного расплава получается либо кварцевый остаточный расплав, либо остаточный расплав, недосыщенный кремнекислотой, либо ранее выделившийся оливин полностью реагирует с жидкостью и получается трахитовый остаток без кварца и нефелина. Тем самым подтверждаются прежние выводы Лемана и обосновываются известные в природе ассоциации:

1. Базальт — трахит и базальт — гранофир в провинции Thulian.
2. Базальт — трахит — феолиит в океанических островах.
3. Базальт — андезит — дацит в зоне вокруг Тихого океана.

Хотя мы имеем дело в Африканде не с базальтовой магмой, а с ультраосновной, выводы Барта интересны в том отношении, что они указывают на связь некоторых щелочных пород с растворами, богатыми железом и магнием. Некоторые примеры аналогичного порядка были приведены мной в ранее опубликованных работах. Принимая генетическую связь ийолитов и щелочных пегматитов с ультраосновной магмой, мы не должны упускать из вида возможности и другого объяснения этой ассоциации. Возможно, например, предположение, что пироксениты Африканды якупирангитового состава являются основными дериватами ийолитовых интрузий, развитых на Озерной вараке достаточно широко. При этой концепции ведущая роль принадлежала бы щелочной магме, а не ультраосновной. Против такого предположения говорит количественное отношение ультраосновных и щелочных пород в интрузиях Лесной, Озерной и Африкандской варак, с резким преобладанием здесь оливинитов и пироксенитов.

Некоторые авторы, однако, допускают возможность появления ийолитов в результате ассимиляции магмой известковых пород.

Так, Шэнд (Shand, 1933) для Шпитцкопа в Южной Африке считает, что там ийолиты с титанитом, меланитом, канкринитом и кальцитом являются продуктом поглощения известняков фойяитами, однако для африкандских

интрузий эта гипотеза совершенно отпадает, так как полевошпатовых пород здесь вообще нет. Кроме того, на Кольском полуострове, на Турьем мысу, мы имеем совершенно обратный процесс, где под воздействием ийолитовых интрузий идет сиенитизация песчаников и образование сиенитов, а потому гипотеза Шэнда кажется нам недостаточно обоснованной. Это тем более мало вероятно, что Ботогольский голец в Саянах дает убедительный пример, когда поглощение фойяитовой магмой известняков дает диоритовую, а не ийолитовую фацию.

Все эти соображения заставляют нас считать единственно приемлемой для интрузий Хаб-озера гипотезу появления щелочных пород в результате дифференциации ультраосновной магмы, поглотившей карбонатные осадки и обогащенной летучими компонентами.

Рассматривая положение хабозерских интрузий среди других проявлений щелочных пород Кольского полуострова, мы можем отметить известную близость этих интрузий к комплексу тундры Гремяха, где имеется аналогичная ассоциация основных и щелочных пород, хотя вещественный состав интрузий в этих случаях и является несколько отличным друг от друга. Характерно во всяком случае появление титаномagnetитового оруденения в основных породах Гремяхи, которое можно параллелизовать с титановым оруденением Африканды.

Предположение, что интрузия Африканды является результатом проявления здесь щелочной магмы хибинских и ловозерских интрузий, носило бы слишком спекулятивный характер, не опирающийся на реальные фактические обоснования. Однако появление в пироксенитах Африканды такого типичного хибинского минерала, как лампрофиллит и редкоземельного, как кнопит, позволяет предполагать, что Кольская щелочная провинция, которая насчитывает сейчас около 25 отдельных точек проявления щелочных пород, характеризуется в целом богатством титаном, редкими землями и повышенным содержанием окиси стронция.

**B. M. KUPLETSKY**

## **CHEMICO-PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE PYROXENYTE INTRUSIONS OF AFRIKANDA STATION OF THE KOLA, PENINSULA SUMMARY**

The present work provides new analytical material characterising the singular association of ultra-basic and alkaline rocks in the intrusions at Afrikanda Station on the Kola Peninsula.

On the basis of analysis of the rock-forming minerals of Afrikanda, cited in table № 1 and the average quantitative-mineralogical composition of Afrikanda rock, quoted in table № 2, the author has calculated the chemical composition of the basic rocks of Afrikanda. This composition is set forth in table № 3 which also covers the data of immediate analyses of the following mineral rocks: melilite olivinite (1), finegrained pyroxenite of the intrusion border zone (4) and ore bearing ijolite (6).

Being approximately aware of the distribution of rock on the area of the Afrikanda intrusion, rendered on page 39 the author has estimated the average composition of the Afrikanda intrusion, quoted in column 5, table № 4.

This composition most closely approaches that of jacupirangite.

The singularity in the chemism of the Afrikanda intrusion is to be found in its small content of silica, deficiency of alumina, considerable concentration of calcium and high content of titanium. It is very important, furthermore, to remark on the presence of volatile components in the Afrikanda rocks manifested in the development of pegmatoid structures of pyroxenites and the appearance here of biotite and apatite. Another characteristic is the abun-

dance of calcareous minerals: diopside, knopite, melilite, melanite, calcite and others.

Analysing genetic questions of this interesting intrusion, the author arrives at the conclusion that the ultra-basic magma here assimilated the calcareous formations, which, in view of the rich volatile components of the magma, created favourable conditions for this trend of differentiation of magma which gave rise here to the formation of alkaline residuary fusion and the appearance, in the ultimate stage of differentiation, of nepheline pegmatites and ijolites.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Л., ОНТИ, 1936.  
Куплетский Б. М. Кнопит в породах основной магмы. Изв. Акад. Наук, сер. геол. № 1. 1936, 105—111.  
Куплетский А. М. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда. Северная экскурсия XVII Междун. геол. конгр., М., ОНТИ, 1937, 40—49.  
Куплетский Б. М. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда. Тр. Петр. инст. 12, 1937.  
Barth F. W. The crystallisation process of bassalt. Am. Journ. Sci., 1936, 31, May. 321—352.  
Bowen N. L. Genetic features of Allnoitic rocks of Isle Cadieux, Quebec. Am. Journ. Sci., 1922, 3, № 13.  
Ernst Th. Der Melilith-basalt der Westberges bei Hefgeismar nördlich von Kassel, ein Assimilationsprodukt ultrabasischer Gesteine. Chemie der Erde, 1936.  
Shand S. J. Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Südafrikas. Min. Petr. Mitt., 1933, 44, H. 2/3, 211—217.  
Zedlitz O. Untersuchungen an Perowskit, Uhligit und Dysanalit. Fortschr. Min. Krist. und Petr., 1936, 20, H. 1, 66.

Редактор Н. С. Ильина

Технический редактор В. М. Юрова

Корректор Х. М. Копман

Сдано в набор 19/V 1938 г. Подписано к печати 14/X I 1938 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем п. л. 2<sup>3</sup>/<sub>8</sub> и 2 вкл. Учет. авт. л. 4. В 1 п. л. 56 600 печ. зн. Тираж 1000. Уполн. Главлита Б-55112 РИСО № 790. АНИ № 1090. Зак. № 2497.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28.



**ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:**

- Савельев, И. И.** Геолого-геохимические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол (Ломоносовский институт), 1937. 72 стр. 14 фиг. 1 вкл. Ц. 2 р. 50 к.
- Сборник** геологических работ. Под редакцией Б. М. Куплетского (Кольская база имени С. М. Кирова. Труды, вып. 4). 1937. 126 стр. с рис. и вкл. Ц. 5 р. 50 к.
- Славянов, Н. Н.,** Гроше, П. А., Машковцев, С. Ф., Карстенс, Э. Э., Сарычева, Т. Г., Лидин, Г. Д., Макаренко, Ф. А. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. 1938. 279 стр. Ц. в пер. 13 р. 75 к.
- Сумгин, М. И.** Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. 2-е дополн. издание. 1937. 380 стр. Ц. в пер. 14 руб.
- Труды** Второго совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 7—10 мая 1935 г. (Геологическая группа и Петрографический институт им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). 1937. 311 стр. Ц. в пер. 12 р.
- Труды** Геологического института. Том VII. 1938. 346 стр. 17 вклеек. Ц. 16 р.
- Труды** Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Том V. 1937. 184 стр. 89 фиг. Ц. 6 р.
- Труды** Комитета по вечной мерзлоте. Том VI. 1938. 212 стр. Ц. 10 р.
- Труды** Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. I. 1937. 171 стр. 3 вкл. Ц. 9 р. 50 к.
- Труды** Ломоносовского института геохимии, кристаллографии и минералогии. Вып. X. Минералогическая серия. 1937. 232 стр. Ц. 11 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 10. 1937. 196 стр. 39 фиг. Ц. 9 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 11. 1937. 156 стр. 61 фиг. Ц. 7 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 12. 1938. 234 стр. Ц. 12 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 13. 1938. 274 стр. Ц. 16 р.
- Хромиты СССР.** Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Ветехитина. I. (Ломоносовский институт). 1937. 388 стр. 143 фиг. + 3 вкл. Ц. в пер. 17 р. 50 к.
- Шифрин, С. З.,** Гецева, Р. В., Гуляева, А. В., Копелиович, А. В., Эйгелес, М. А., Такоб — месторождение плавикового шпата. Таджикско-Памирская экспедиция. Всесоюзный н.-и. институт минерального сырья. Труды Т. П. Э. Вып. 75. Серия ведущих месторождений. 1937. 400 стр. 3 карты. Ц. 22 р.

**ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯТЬ:**

Конторе по распространению изданий „Академкнига“ — Москва, Больш. Черкасский пер., д. № 2.

**ФИЛИАЛАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“**

Ленинград 104, проспект Володарского, 53-а.  
 Киев, ул. Свердлова, 15.  
 Харьков 3, ул. Свободной Академии, 13.  
 Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, № 28.  
 Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.  
 Минск, Советская, 57.

**ПОДПИСНЫМ ПУНКТАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“**

Новосибирск, Центр. почтамт, БОСК 47.  
 Свердловск, ул. Малышева, 31/8.  
 Горький, п/я № 46.  
 Саратов, Советская, 3, кв. 18.  
 Воронеж, ул. Таранченко, 34, кв. 23.  
 Тбилиси, ул. Барнова, 22.  
 Ташкент, Главный почтамт, п/я № 128.

Заказы принимаются также доверенными, снабженными удостоверениями Конторы „Академкнига“.