АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Профессор А. А. ПОЛКАНОВ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВ.-ЗАП. ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

ЧАСТЬ I

The Geological and Petrological Outlines of the North-Western Part of the Kola Peninsula

By A. A. POLKANOV

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР · ЛЕНИНГРАД—МОСКВА · 1935

ОПЕЧАТКИ

Стр.	*Строка*	*Напечатано*	*Следует читать*
17	8 снизу	порфировых	порфировидных
32	7 сверху	(65°, 15°, 70°)	(падение 65°, 15°, 70°)
32	11 „	(65°, 30°)	(падение 65°, 30°)
76	15 снизу	пироксенитовых	пироксеновых
91	3—4 сверху	над суммой содержания K_2O над Na_2O	над суммой содержания $CaO + Na_2O + K_2O$ и 2) значительное превышение содержания K_2O над Na_2O
109	20 снизу	порфироластами	порфирокластами
133	1 „	82.94%	80.89%
133	1 „	$\Sigma = 83.49\%$	$\Sigma = 81.42\%$
190	18 „	В обр. № 47	В плагиоклазе № 47
193	2 сверху	KO_3	K_2O
196	13 снизу	(110 и 001)	[(110) и (001)]
212	15 „	$n_g - n_p = 0.011$	$n_m - n_p = 0.011$
213	9 „	FeO . . . 31.12	FeO . . . 33.12
235	1 „	67.67%	77.19%
236	29 „	($\Sigma = 74.85\%$)	($\Sigma = 84.37\%$)
236	25 „	82.94%	80.89%
236	24 „	($\Sigma = 83.49\%$)	($\Sigma = 81.42\%$)
236	24 „	$n_g - n_p = 0.011$	$n_m - n_p = 0.011$
260	18 „	порфировых	порфировидных
261	19 „	порфировых	порфировидных
288	10—11 снизу	$Ca_2 Mg_4 Al_4 Si_6 O_{24}$ } $H_2 Ca_2 Mg_5 SiO_8 O_{24}$ }	$2\{Ca_2 Mg_4 Al_4 Si_6 O_{24}\}$ $\{H_2 Ca_2 Mg_5 Si_8 O_{24}\}$
288	8 снизу	6H KMg$_8$ Al Si$_3$ O$_{12}$	6H$_2$ KMg$_3$ Al Si$_3$O$_{12}$
328	10 сверху	минералогически	мегаскопически
334	19 снизу	порфировые	порфировидные
334	18 „	n_p ;	n_p 85°;
345	9 сверху	порфировых	порфировидных
363	2 „	n_p 2 V	$n_p \perp$ 2 V
367	1 „	порфировых	порфировидных
488	15 „	порфировых	порфировидных
503	6 „	31.12	33.12
507	3 снизу	габбро менитов	габбро сиенитов
515	6 „	В дополнение упомянут	В дополнение следует упомянуть

Кроме того:

1) На стр. 202, в таблице 39 пропущено в конце ее: 2.3.7 кальцигранит (Calcisgranite).

2) На стр. 411, фиг. 21, в конце неясно отпечатаны: кавычки для III группы амфиболит диабазов и их простирание NW.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

550:552(212)(5.0)
П54

Профессор А. А. ПОЛКАНОВ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВ.-ЗАП. ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

ЧАСТЬ I

2442
1508

The Geological and Petrological Outlines of the North-Western Part of the Kola Peninsula

By A. A. POLKANOV

Работа выполнена по поручению и на средства б. Геологического Комитета и ЦНИГРИ

Геологических Наук Ан АрмССР
Библиотека
Институт

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР · ЛЕНИНГРАД — МОСКВА · 1935

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Январь 1935 г.

Непременный секретарь академик *В. Волгин*

Ответственный редактор академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

ПРЕДИСЛОВИЕ

„Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова" написан по материалам моих многолетних исследований этой территории.

Сюда включены мои исследования в 1911, 1912, 1914 и 1915 гг., произведенные по поручению и на средства б. СПБ. Общества естествоиспытателей, когда было изучено побережье Кольского фиорда и сделаны маршруты по рр. Туломе и Коле, и в 1917, 1923—1927 гг., когда по поручению и на средства б. Геологического комитета мною произведена была систематическая геологическая съемка северо-восточной части 36-го листа карты Европейской части СССР в масштабе 1 : 400000.

Помимо того, в описание вошли материалы, собранные экспедицией Академии Наук П. В. Виттенбурга в 1919 г. на побережьи Кольского фиорда и по р. Туломе.

В моих полевых геологических исследованиях принимали участие зоолог А. А. Любищев (1912 г.), студент Ленинградского Горного института И. И. Чупилин (1923 г.), студент Политехнического института Н. Г. Сергиев (1924—1927).

Петрографическая обработка материала произведена мною лично, и только некоторая помощь в определении оптических констант минералов была оказана студентом Ленинградского Горного института Н. И. Бабинцевым.

Ленинград, апрель 1932 г.
ЦНИГРИ.

Более двух лет прошло между тем моментом, когда эта работа была мною закончена и тем, когда она поступила в печать.

За истекший период 1932 и 1933 гг. развернувшиеся геологические работы на Кольском п-ве собрали огромный новый материал.

Связанные с этими новыми данными возможные изменения сделанных здесь мною заключений не вносились в эту работу. Внесены

лишь некоторые наиболее существенные дополнения из новой иностранной литературы.

Новые представления на стратиграфическое положение изучаемых здесь свит и прочее читатель найдет в подготовленных мною в 1934 г. к печати „Геологическом очерке Кольского полуострова" и „Принципах стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова". Лишь некоторые наиболее важнейшие извлечения из этих очерков приведены мною здесь в главе XV—„Дополнение."

В изданиях Академии Наук СССР работа эта печатается с разрешения дирекции ЦНИГРИ.

Октябрь 1934 г.
ЦНИГРИ.

Автор

ЛЮБОВИ ВЛАДИМИРОВНЕ

ПОЛКАНОВОЙ

ДРУГУ И ЖЕНЕ

ПОСВЯЩАЕТ СВОЙ СКРОМНЫЙ ТРУД

АВТОР

Глава 1

ВВОДНАЯ ЧАСТЬ

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Геологические исследования изученной мною территории Кольского полуострова можно разбить на два периода.

Первый период, главным образом географического познания сев.-зап. части Кольского п-ва начинает Литке в 1821—1824 гг. (II, *1*)[1] описанием побережья Сев. Ледовитого океана и продолжают В. Бётлинг, (W. Böhtlingk, II, *2*), А. Миддендорф (A. Middendorf, II, *3*, *4*), Н. Кудрявцев, (II, *7*, *8*, *9*), Ш. Рабо (Ch. Rabot, II, *10*, *16*), производя отдельные маршрутные пересечения в центральной части полуострова, которыми устанавливаются, кроме того, первые вехи геологического познания страны. В это же время появляется несколько работ, связанных с вопросами серебросвинцовых месторождений Мурмана (Д. Киль, II, *5*; Буковецкий, II, *9*).

Второй период начинается в конце восьмидесятых годов работами крупнейшего финского геолога Вильгельма Рамсей, систематически в течение более 25 лет (с 1887 по 1914 г.—14 экспедиций) изучавшего геологию севера Европы и, главным образом, Кольского п-ва и давшего первую летопись геологической истории до четвертичного времени и четвертичной эпохи для всего Кольского п-ва (W. Ramsay, II, *13*, *25*, *26*, *35*).

В этот же период посещают тот же район А. Подгаецкий (II, *15*), В. Фауссек (II, *14*), М. Мельников (II, *17*, *20*, *21*), Линден (J. Linden, II, *23*), Б. Попов (II, *27*, *30*), Таннер (V. Tanner, II, *32*, *33*, *39*), Розберг (J. Rosberg, II, *34*), и А. К. Болдырев (II, *36*). Из них систематические исследования ведут только Таннер — по четвертичной геологии и Б. Попов — по докембрию прилежащих областей к изученной мною территории.

Главнейшие результаты этих исследований мною разбираются далее в отдельных главах по темам.

---

[1] В скобках обозначено: I, *1* и т. д. литература, приведенная в списке „картографической литературы"; II, *1* и т. д. в списке „литературы по геологии исследованного района"; III, *1* и т. д. в списке „консультируемой литературы".

2. ИССЛЕДОВАНИЯ АВТОРА

С 1911 г. начинаются мои систематические исследования, которые можно разбить на два периода.

В годы 1911, 1912, 1914 и 1915 по поручению СПб. Общества естествоиспытателей и в 1917 г. по поручению б. Геологического комитета мною совершались небольшие экскурсии, и было исследовано побережье Кольского фиорда и пройдены маршруты вдоль линии Мурманской жел. дор. от г. Мурманска и до ст. Оленья, по р. Туломе до Падуна с посещением некоторых близлежащих тундр, т. е. была исследована лишь незначительная площадь.

Сводка результатов этих работ была мною доложена в заседании Русского Минералогического общества 3 VI 1923 г. и затем опубликована в кратком виде в Известиях Геологического комитета (А. А. Полканов, II, *15*; см. также: II, *37 38*, *42*, *43*, *44*, *45*, *50*,*61*).

Затем во второй период, с 1923 по 1927 г. включительно, по поручению и на средства б. Геологического комитета мною производятся систематические маршрутные исследования с целью составления 10-верстной (1 : 400 000) геологической карты 36-го листа Европейской части Союза (II, *51*, *53*, *54*, *55*, *56*, *57*, *58*, *59*, *60*).

Эти исследования покрыли маршрутами площадь около 13000 кв. км, которая ограничена с севера побережьем Сев. Ледовитого океана (исключая Рыбачий п-ов), на востоке восточной границей 36-го листа, на западе — частью границей с Финляндией и южнее линией, идущей от т. Толпьвыд I к Вульяур на р. Лоте (ЮЮВ направление), и, наконец, на юге линией, идущей с ЗСЗ на ВЮВ от южной оконечности Ното-озера через Чолм-тундру, ст. Пулозеро и т. Раматуайвинч на востоке. Сюда, очевидно, входит часть 35-го листа, вся северо-восточная четверть 36-го листа и часть юго-восточной четверти 36-го листа 10-верстной карты Европейской части Союза.

В этот же период производятся исследования той же территории и другими геологами: И. П. Толмачевым (II, *46*), П. В. Виттенбургом (II, *47*), А. П. Герасимовым (II, *48*), И. Е. Кузнецовым (II, *49*) и А. С. Пуртовым (II, *62*), частью имеющие цели общего характера, а частью уже цели детальных исследований отдельных участков и рудных месторождений.

Таким образом, начатый В. Рамсей второй период исследований заканчивается моими работами, которые дают в первом приближении общую картину геологического строения очерченной территории и подготовляют значительный материал и установки для детальных исследований как специального поискового, так и геологического характера.

Этот новый—третий период детальных работ уже начат некоторыми из вышеупомянутых работ и другими, ведущимися в настоящий

момент, главным образом, по освоению намеченных участков многочисленных железорудных месторождений.

Необходимо здесь сделать ряд замечаний как об условиях работы, так и по существу выполненных мною исследований.

При почти полном отсутствии правильной топографической основы исследования мои протекали в ненормальных условиях. В годы 1915 и 1917 частью и в особенности в 1923—1925 пришлось всю геологическую работу сопровождать глазомерной съемкой, причем опыт 1923—1924 гг. даже принудил перейти в 1925 г. к определению опорных пунктов путем закладки триангуляции по пути маршрутов.

Эта последняя работа выполнялась мною лично. Только в 1926 и 1927 гг. часть сделанных мною маршрутов сопровождалась маршрутной съемкой топографа Г. М. Эверта.

Такие условия работы отражались на количестве проходимых маршрутов, протяжение и частота которых значительно выросли только в последние 2 года, и, конечно, на качестве производимой работы. Но и маршрутная работа в сопровождении топографа, с нанесением геологии после произведенной работы, а не на месте работы в поле, и невозможность при условиях постоянного быстрого передвижения иметь сводную карту всех маршрутов, т. е. невозможность на месте работ составлять геологическую карту, а представлять все геологическое строение умозрительно, также нельзя считать сколько-либо нормальным при поставленной цели дать геологическую карту площади.

В результате такого рода условий работы вышеуказанная площадь была покрыта частью редкими, а частью довольно частыми маршрутами, окончательная сводка которых могла быть произведена только по окончании работы по составлению сводной топографической основы, которая была закончена только в 1930—1931 гг. и напечатана лишь весной 1931 г.

Совершенно очевидно, что только после последней даты могла быть закончена окончательная сводка результатов исследований, а также очевидно каждому геологу, какими недочетами, помимо связанных субъективно с исследователем, должна обладать так составленная геологическая карта и геологическая сводка, которые во многих частях должны считаться только *схематическими*.

Собранные маршрутными исследованиями, и при таких специфических условиях, материалы в большинстве случаев оказывались недостаточными для окончательного и однозначного решения различных возникающих проблем геологии и должны бы быть облечены в формы не так далеко идущих заключений и углубления проработки, как это мною сделано в настоящем труде. Но сделано это мною было сознательно, так как я знал, что мое заболевание, катастрофически оборвавшее навсегда мои работы на Кольском п-ве, не позволит мне вернуться к этим темам, поэтому в своих суждениях я решался пере-

давать накопленный опыт, зная наперед, что многие из них подвергнутся критике будущего исследователя, но в то же время думая, что ошибочные суждения предшественника часто служат толчком к познанию настоящей истины.

Помимо лично собранного материала, в работу эту вошел материал П. В. Виттенбурга, собранный им в 1919 г. в южной части Кольского фиорда (гранатовые гнейсы, слюдяные гнейсы и руды) и и по р. Туломе (габбро-амфиболиты) и обработанный Н. И. Свитальским и мною.

В моих полевых геологических исследованиях принимали участие в 1912 г. зоолог А. А. Любищев, в 1923 г. студент Горного института И. И. Чупилин и в 1924—1927 гг. студент Политехнического института Н. Г. Сергиев, а также неизменные спутники-проводники в первые годы работ—поморы, а с 1917 г. многочисленные лопари из Нотоозерского, Кильдинского и Пулозерского районов.

Обработка всего собранного большого материала производилась мною лично, и только помощь при определении оптических констант минералов в магнетитовых породах была оказана работой студента Горного института Н. И. Бабинцева.

Всем поименованным лицам и в особенности Н. Г. Сергиеву приношу глубокую благодарность за оказанную ими помощь в работе, подчас в исключительно трудных условиях этой полярной части Советского Союза.

3. ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Топографическая основа, на которую наложена геология, составлена целиком заново.

В основу прилагаемой топографической карты положены следующие материалы:

1) Пункты триангуляции западного Мурмана (Бухтеев, I, *1*).

2) Астропункты: „Полярное“ (б. Александровск), Колы (1, *1*) и новый астропункт, определенный в 1925 г. геодезистом б. Геол. комитета И. И. Селиверстовым на т. Гремяха (пирамида) (см. табл. 1).

3) 28 новых пунктов триангуляции, произведенной мною во время работ 1925 и 1926 гг.

Таблица 1

Астропункты

Пункты	Широта	Долгота	
Г. Кола (собор)	68°52′48″	+ 2°41′9″	От Пулкова
Полярное (б. Александровский собор)	69°12′ 0.3″	+33°28′17.3″	„ Гринвича
Т. Гремяха (пирамида)	68°44′46.4″	+32°25′53.4″	„ „

Элементаризированная триангуляция произведена была мною теодолитом Meissner'a — малая модель. Объектами засечек выбирались наиболее высокие тундры с острыми вершинами, расположенные по ходу геологических работ и частью в стороне. Первоначально на вершинах устанавливались вехи с красными флажками, но затем, вследствие отсутствия леса в тундровой области и бесполезности таких малых сооружений при больших интервалах между тундрами, засекались просто вершины (и с вершин) непосредственно. В низинах рек определено было только 2 пункта — на берегу р. Уры у Падуна и изба лопаря Андрея Степановича Осипова у Падуна на р. Туломе.

Триангуляция была привязана к пунктам триангуляции А. Бухтеева—сигнал Ура и сигнал Сайда (I, *1*), затем по ходу работ к сигналу Пикшуев (т. Кынспак) той же триангуляции и, наконец, закончена у нового астропункта „Гремяха" (пирамида).

Все определенные так пункты распределяются: 1) на пространстве между р. Туломой и, Кольским фиордом, с одной стороны, и государственной границей с Финляндией, с другой стороны, и 2) на пространстве между рр. Кола и Тулома с Ното-озером.

К сожалению, по условиям погоды и взятого темпа работы не удалось сделать ни одного определения на восток от железнодорожной линии (см. фиг. 1 и 2).

Вычисления триангуляции были сделаны геодезистом б. Геол. комитета С. Медведевым.

Астрорадиопункты, определенные ВТУ на линии Мурманской жел. дор., не были приняты во внимание, как негодные.

В качестве картографического материала были использованы очень разного типа топографические работы, среди которых имелись:

1) Инструментальные работы:

a) Главного Гидрографического управления Морского штаба—побережье Мурмана и Кольский фиорд (I, *2*, *3*, *4*).

b) Военно-топографического управления—северная часть границы с Финляндией, Кольский фиорд, южная и северная части р. Туломы и железнодорожная линия до ст. Пулозеро (I, *17*, *5*, *6*, *7*).

c) б. Геологического комитета—съемка Рыбачьего п-ва, маршрутные ходы, частью сопровождавшие мои работы, а частью сделанные для увязки моих старых глазомерных ходов в районах между р. Туломой и Финляндией, по Ното-озеру и р. Туломе, между рр. Туломой и Колой и, наконец, на восток от железнодорожной линии (выполнены топографом Г. М. Эверт, I, *8*, *9*).

d) Финская карта для наложения государственной границы и соседней части Финляндии (H. Hausen I, *10*).

e) План магнитометрических работ А. С. Пуртова в районе между Кольским фиордом и р. Урой (II, *62*).

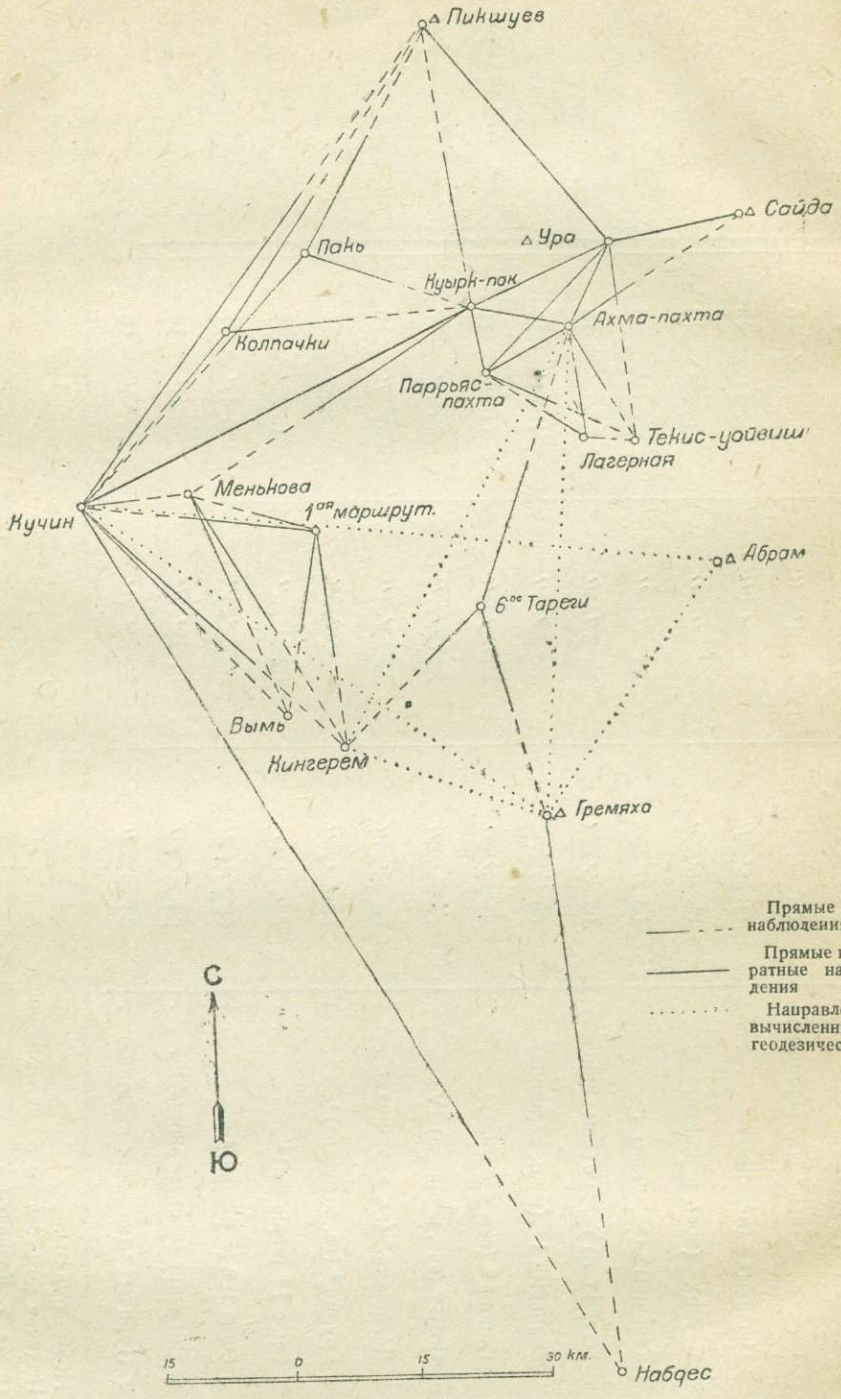
2) Глазомерные съемки:

Таблица 2

Список пунктов триангуляции сев.-зап. части Кольского п-ва

№№ п/п.	Название пунктов	Широта	Долгота от Гринвича	Азимут на № п/п.	Определивший
1	Пикшуев (пирамида)	69°32′ 0.9″	32°14′52.4″	219°59.9′ 11	А. Бухтеев
2	Т. Пак * (вершина)	69°19′46″	31°48′47″	221°39.8′ 11	А. А. Полканов
3	„ Ура (пирамида)	69°17′53.6″	32°44′36″	253°55.2′ 4	А. Бухтеев
4	„ Куыркпак * (вершина)	69°15′12.7″	32°18′39″	73°30.9′ 3	
5	„ Курбышкедьгуайв * (вершина) [2]	69°14′38″	31°37′27″	87°20.9′ 4	
6	„ Ахма-пахта * (вершина)	69°13′15″	32°36′49″	30°40.9′ 3	
7	„ Поррьяс-пахта *	69°11′32″	32°19′54″	73°44.8′ 6	
8	„ Лагерная * (вершина)	69°10′49″	32°35′45″	8°51.1′ 6	
9	„ Текисуайвиш * [1]	69°10′24″	32°41′16″	8°58.1′ 3	
10	„ Менькова * (вершина)	69° 3′37″	31°25′ 4″	266°56.9′ 11	А. А. Полканов
11	„ Кучин * (гл. вершина)	69° 3′16.6″	31° 7′57″	38°57.4′ 1	
	„ „ „	69° 3′16.6″	31° 7′57″	152°14′ 17	
12	„ Агисуавиш * (вершина) [3]	69° 0′ 7″	31°48′33″	194°16.8′ 14	
13	„ 6 Тариги * (вершина) [1]	68°55′25″	32°14′40″	229°15.7′ 15	
14	„ Вымь * (гл. вершина) [1]	68°48′ 4″	31°40′ 5″	323° 1.9′ 11	
15	„ Кингерем * (гл. вершина)	68°47′24″	31°49′ 2″	317°25.2′ 11	
16	„ Гремяха * (пирамида)	68°41′46.4″	32°25′53.4″	153° 4.4′ 11	И. И. Селиверстов
	„ „ „ [4]	68°41′46.4″	32°25′53.4″	219°43′ 17	
17	„ Анис * (вершина)	68°27′58″	31°56′59″	39°16′ 16	
18	„ Набдес-Вольчья * (гл. вершина) [1]	68° 5′19″	32°31′59″	356°31.6′ 16	
19	„ Нюлпвыд * (вершина)	68°58′14″	32° 1′ 0″	151°11′ 16	
20	„ Кеулик * (вост. вершина) [1] . . .	68°46′55″	32°11′ 4″	133°38′ 16	
21	„ Тальшем * (вершина)	68°27′53″	32°27′46″	357°11′ 16	
22	„ Падун * на Туломе (дом Осипова) .	68°35′23″	31°50′53″	63°10′ 16	
23	„ Толпьвыд I * (южн. вершина) . .	68°57′27″	30°53′29″	41°31′ 11	А. А. Полканов
24	„ Попова * (сев. вершина) [1]	68°57′ 9″	31° 4′25″	11°40′ 11	
25	„ Чолм * (зап. вершина) IV [1] . . .	68°25′50″	32°26′27″	286°15′ 17	
26	„ Домашняя * (гл. вершина) [1] . . .	68°38′20″	32°53′31″	289° 7′ 16	
27	„ Грудин * (гл. вершина) [1]	68°35′26″	32°58′43″	298°08′ 16	
28	„ Онос I * (вершина) [1]	68′33′ 1″	32°51′26″	313°26′ 16	
29	„ Онос II * (вершина) [1]	68°32′15″	32°52′24″	261°17′ 17	
30	в. Чотзыш * (вост. вершина) [1] . . .	68°25′ 8″	31°22′ 4″	54°02′ 16	
31	т. Пурнвыд * (юго-зап. вершина) .	68°29′35″	32°55′ 7″	318°58′ 16	

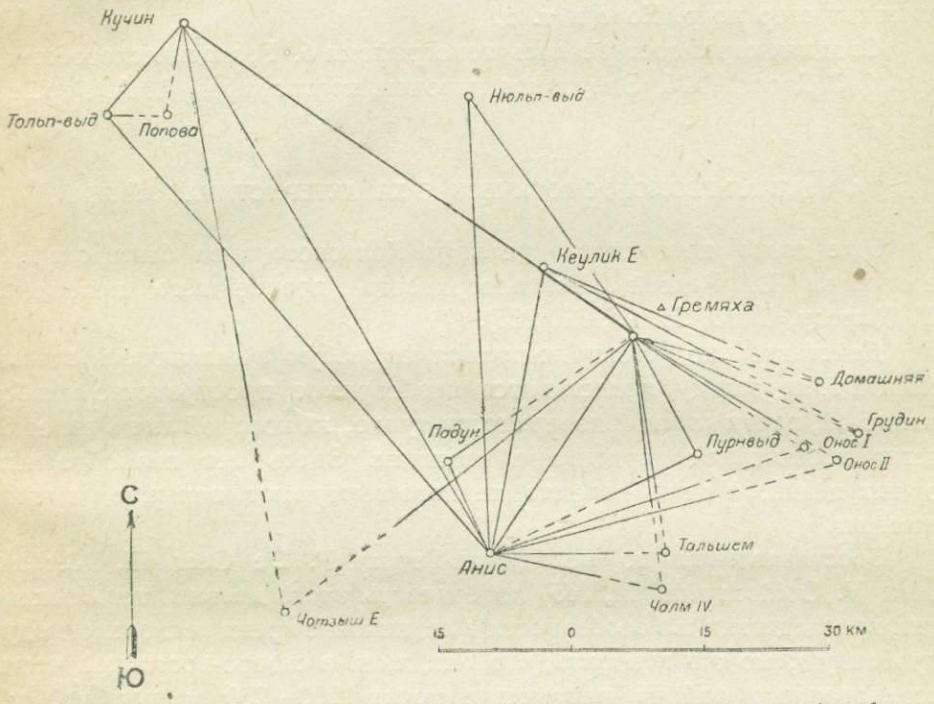
* Новые пункты.
[1] Получен по засечкам с других вершин.
[2] То же, т. Колпачки.
[3] То же, I Маршрутная.
[4] По триангуляции 1926 г.



Фиг. 1. Схема триангуляции 1925 г.

a) Финского геолога Таннера—р. Лота и Ното-озеро, южная часть (V. Tanner, I, *11*).

b) Глазомерные съемки, произведенные частью мною, частью моим помощником Н. Г. Сергиевым по маршрутам 1917, 1923, 1924, 1926 и частью 1925 и 1927 гг. Составлялись в масштабе 1:210 000. Высоты определялись анероидом, станции которых вычислены были Н. Г. Сергиевым. Рисовка горизонталей на-глаз.



Фиг. 2. Схема триангуляции 1926 г. обозначения те же, что и на фиг. 1.

c) Глазомерный ход по р. Лице геолога И. Е. Кузнецова 1921 г., 1:42 000.

3) Изданные и рукописные карты:

a) Штаба Беломорского военного округа—составленная по лесным планам Нотоозерской, Сонгельской и Кильдинской дач (I, *12*).

b) Управл. Мурманской жел. дор.—лесные планы Нотоозерской дачи (новые I, *13*).

c) 10-верстная карта Главного штаба, составленная по материалам лесничего Трофименко (I, *14*).

4) Наконец, для многих мест были использованы опросные данные проводников лопарей.

Таковы пестрые материалы, вошедшие в составленную топографическую основу. Интересующихся более обширной литературой

по картографии Кольского п-ва отсылаю к сводным работам Г. Д. Рихтера (I, *15, 16*).

Отметить следует что при составлении карты обнаружены были большие погрешности в съемках УВТ железнодорожной линии. Пришлось задать топографу Г. М. Эверт в 1927 г. специальный контрольный ход, после которого южная часть железнодорожной линии была перенесена на несколько километров на восток (участок между ст. Лопарской и Пулозеро). Те же ошибки допущены здесь и в высотных отметках озер по р. Коле и т. д.

Сводная карта составлялась топографами б. Геологического комитета И. С. Сиора, Г. М. Эвертом и, наконец, картографом А. А. Гербих.

4. КРАТКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Уже давно поверхность рельефа Кольского п-ва была охарактеризована В. Рамсей как поверхность древнейшего пенеплена (W. Ramsay, II, *13*, *25*, *26*; III, 225).

Действительно, стоит подняться на любую выдающуюся возвышенность, и взгляду представится необозримое пространство слабоволнистой, почти плоской поверхности тундр, на которой лишь изредка слегка возвышаются отдельные вершины. Здесь нет пилообразных горных цепей, а лишь изредка немного выступают похожие на пики вершины.

Восстанавливая по методу де-Геера (F. De Geer, III, *139*; см. также V. Goldschmidt, III, *145*) поверхность этого древнейшего пенеплена, впоследствии и в особенности в ледниковое время несколько модулированную, можно говорить, что она, имея в северо-восточной части исследованного района наивысшие точки 200—250 м над ур. м., повышается постепенно по направлениям: 1) на запад по побережью Сев. Ледовитого океана до 420 м—сигн. Пикшуев и даже 440—450 м—сигн. Кутовый в Финляндии и т. д. и 2) по направлению на юг, где обрамляющие депрессию центральной части Кольского п-ва высоты достигают отметок 670 м—т. Раматуайвинч в юго-восточной части района и отсюда на запад т. Полтпахк 517 м, т. Чолм 587 м, т. Анис 476 м, хребет Кеулик—Толпьвыд II 390—300 м, т. Толпьвыд I 414 м и т. Кучин 561 м (у границы с Финляндией).

Эта поверхность, вероятно, неоднократно подвергалась осцилляционным движениям и в последний раз совершила цикл поднятия и омоложения в предледниковое, может быть позднетретичное время. Следы эрозии этой эпохи, сильно модулированные деятельностью четвертичного оледенения, вероятно, следует видеть в депрессиях и других отрицательных формах рельефа, которые ныне расчленяют остатки древней поверхности пенеплена.

Типичными чертами современной поверхности являются сглаженные округленные контуры положительных форм рельефа и широкие корытообразные то с пологими, то с довольно крутыми склонами в поперечном сечении долины и депрессии, иногда явно переуглубленные с расположенными в них речными системами, озерами, проточными или, иногда, бессточными (малых размеров), и, наконец, при опускании под уровень моря у побережья—фиордами. Все эти формы свидетельствуют о глубокой печати, наложенной оледенением четвертичного времени на предполагаемые формы предледникового рельефа.

Эволюция этих форм рельефа шла, управляемая весьма различными факторами.

Во-первых, следует отметить, что некоторые из тундр имеют характер цепей, вытянутых по направлению сланцеватости и складчатости пород. Так, например, намечаются цепи древнейших саамских складок, сложенных свионийскими гранатовыми гнейсами и породами синтектоничных интрузий диоритовой магмы, вытянутые в СЗ и меридиональном направлении—например, хребты Чолм—Тальшем, Куадуайвинч—Онос, Домашняя—Грудин, Торнвыд—Рыпвыд, Кахяуруайвинч—Виромуайвинч и т. д. и т. д. То же можно сказать и о цепях Свеко-Феннид—т. Толпьвыд I, хребет Лыствыд—Кеулик СЗ и широтного направления и, наконец, для цепей Карелид-группа т. Кучин—Печенга СЗ направления.

2642

Можно предполагать, что пречетвертичные процессы омоложения рельефа, натолкнувшись на складчатый остов древних цепей, углубляли свою деятельность согласно с тектоникой и сопротивляемостью отдельных его частей, сызнова отпрепарировывая, таким образом, корни древней тектоники. Особенной сопротивляемостью в таких случаях обладали цепи Свеко-Феннид и Карелид, как сложенные по преимуществу основными породами, часто измененными в кристаллические сланцы. Однако совпадение этих остаточных складчатых цепей с направлением многочисленных разрывных дислокаций не позволяет совершенно отрицать здесь влияния и этого последнего фактора на современный рельеф, о чем будет сказано далее.

1508

Слабая сопротивляемость некоторых пород по отношению к процессам сноса приводила к образованию отрицательных форм рельефа. Хорошим примером образования обширной депрессии такого генезиса служит поле развития порфировых гранитов в верховьях рр. Лицы и Лебяжьей. В этой депрессии и по краям ее возвышаются еще отдельные останцы, сложенные этими гранитами, и на ряду с этим наблюдаются огромные россыпи—каменные поля, ожидающие новой работы ледника, чтобы быть вынесенными отсюда... Можно легко себе представить подобную же картину, как предшествовавшую великому оледенению! Может быть и другие многие понижения обязаны своим происхождением подобным же факторам, но, вероятно, далеко не все.

БИБЛИОТЕКА Геолог. ин-та Арм. фил. АН СССР
Геолого-географических Наук АН Арм. ССР Ереван Библиотека Институт

Другим фактором, играющим большую роль в образовании современной пластики, являются разрывные дислокации и передвижения по ним расчлененных глыб, иногда с образованием горстов и грабенов.

Быть может депрессия центральной части Кольского п-ва, ограниченная с севера вышеупомянутыми тундрами Раматуайвинч—Полмыхуайв, Чурмуайв, Куадуайвинч, Эльвыдынч, Чолм и дугообразно расположенными возвышенностями Чолм, Кожвыд, Гремяха и хребет Пак-Кеулик—Лыствыд, а с юга высочайшими возвышенностями Кольского п-ва Умптек, Монча, Волчья, Сальная и Туадаш—обязана своим происхождением не только абразии, но и тому, что этот участок является грабенообразно-опущенной частью. В восточной части этой депрессии исследований еще не производилось, и ее строение неизвестно, и можно лишь сказать, что резкий уступ к расположенным на севере упомянутым возвышенностям срезает под углом простирание слагающих их пород. В западной же части депрессия сложена породами комплекса габбро-амфиболитов, и тундры, оконтуривающие с севера и востока эту депрессию, расположены приблизительно по границе развития этого комплекса.

Интересно отметить что у СЗ подножия Анис тундры—у Анис озера был встречен мощный пояс бластомилонитов СЗ простирания, свидетельствующий о древнейших движениях, совпадающих с современными границами этой депрессии. Совокупное влияние всех этих факторов на образование таких депрессий, вероятно, здесь не исключено.

Сходными морфологическими чертами и, вероятно, генезисом обладают и некоторые другие широкие депрессии, прорезающие поперек (или вкось) направление древней складчатой структуры, например депрессия р. Кицы и др.

В других случаях присутствие разрывных дислокаций или их комплекса, образующего пояс дробления, служит той основой, по которой в настоящее и предледниковое время производили *врубовую* работу морозное выветривание и затем эрозию—вода и ледник.

И. Н. Гладцын допускает даже, что одна такая врубовая работа, вне зависимости от внутренней тектоники кристаллических пород, способна была создавать перепиливающие Хибинский массив перевалы и ущелья, оговариваясь только в сноске о возможном тектоническом происхождении тех же ущелий—долин (III, *17*, стр. 53—54).

Признавая огромную роль врубовой работы морозного выветривания, мне думается все же, что какое-либо преимущественное направление этой работы, когда создается не кар, а ущелье, предопределяется существованием зон пород, ослабленных тектоническими нарушениями предшествовавшего времени. Эта недооценка значения внутренней тектоники для характера проявления врубовой работы ясна всякому геологу, который работал не только в пределах Хибин-

ского массива, но и в его окрестностях, и не мог не видеть связи этих ущелий с отрицательными формами рельефа, идущими далеко за пределы Хибин. Батиметрическая карта озера Имандры, составленная Г. Д. Рихтером, и намеченные им морфологические линии, идущие из Хибинских „ущелий" даже в пределы массива Монча тундры, делают эту зависимость врубовой работы и эрозии от тектоники очевидной и для всякого, не побывавшего на Хибинах (III, *43*, *44*).

На обнаженной прибережной части пенеплена особенно хорошо видно, что его поверхность расчленена бесчисленными прямолинейными, часто пересекающимися под различными углами, длинными и узкими, трогообразными в поперечном сечении и часто переуглубленными в продольном сечении долинами, иногда с расположенными в них ручьями и реками, озерами или подтопленными морем фиордами. Этим же основным направлениям следуют врезающиеся внутрь страны речные системы, озера, располагающиеся то в узких и аналогичных описанным долинах, то в несоразмерно расширенных корытообразных, несомненно „унаследованных" депрессиях. Следуя этим же направлениям, расчленяются то узкими, то широкими дефилэ и остаточные (или „реставрированные") хребтообразные возвышенности.

Дислокации разрыва частью, может быть, играли своими перемещениями, очень разнообразного характера и масштаба, и активную роль в создании основы для развития современных форм рельефа, а частью пассивную, являясь просто поясами ослабленных пород, по которым более быстро углубляла свою работу эрозия (врубовая работа и пр.).

Как указывалось выше, можно предположить, что предледниковая, а может быть и позднетретичная эпоха омоложения предопределила в основных чертах описанный тип расчленения древнего пенеплена, но последующая ледниковая эпоха, наложив на него свою глубокую печать, маскировала характер и следы этой работы. Но все же может быть в некоторых формах рельефа мы должны признать и оригинальный тип, обязанный исключительно эродирующей работе льда и предшествовавшей ему врубовой работе морозного выветривания—это, например, узкие долины (иногда короткие) вероятно как теперь, так и раньше не служившие руслом значительных речек, чашеобразные углубления в скалистом основании, заполненные ныне водоемами и т. п.

Аккумулятивные формы ледниковой деятельности играют подчиненную роль в создании ландшафта—это обычно сравнительно редкие и небольшой высоты конечные и продольные морены, холмисто-моренный ландшафт и, наконец, озы (и камы).

Послеледниковое поднятие страны вызвало новый цикл омоложения. Постепенно углубляющаяся эрозия врезала в речных долинах ряд террас в отложениях частью ледниковой аккумуляции, частью

морских трансгрессий, глубоко проникавших вслед за отступающим ледником внутрь страны (например по рр. Лоте и Ноте) или, наконец, в отложениях более старых пресноводных потоков (и озер) в верховьях таких рек. Но в большинстве случаев реки еще не углубили своего русла до кристаллического основания, перепиливая часто еще поперечные моренные гряды и, в более редких случаях, поперечные выступы кристаллического ложа.

Характерной чертой современной гидрографической сети является прежде всего то, что при небольшом своем протяжении река имеет сравнительно большую высоту своего истока. Например, истоки З. Лицы находятся на высоте около 160 м и в 80 км по прямой линии от океана, Уртозеро находится на высоте 199 м и в 45—50 км от устья р. Уры— по прямой линии, Ното-озеро на высоте около 50 м и в расстоянии 40 км от Сухого порога, до которого доходят морские приливы, оз. Кола на высоте 125—130 м и в 64 км от устья р. Колы по прямой линии. Вследствие этого все реки обладают большим падением, то образуя порожистое течение на значительном своем протяжении, то разделяясь более короткими порогами и водопадами на тихие плесы („озера—лумбулы" по-лопарски), имеющие большое протяжение. Обычно при быстром порожистом течении русло реки узко, сдавлено откосами размываемых валунных толщ и изредка выступающих кристаллических пород, наоборот, в плёсах русло широкое, разделяется иногда на протоки, образуя острова и даже отмершие старицы („пудасы"). Участки таких плёсов частью хорошо увязываются по высоте точно так же, как и уровни некоторых проточных озер, с высокими террасами нижнего современного течения таких рек, свидетельствующих о высоких уровнях морских трансгрессий и бывших базисах эрозии, по отношению к которым в каждом данном плёсе начинали развиваться в свое время одряхлевшие формы течения реки.

Несколько сложнее эта зависимость для верхних участков течения реки, куда не достигала морская трансгрессия и которые, видимо, иногда регулируются и местными условиями, помимо нормального общего хода омоложения страны.

Другой характерной чертой является то, что гидрографическая сеть расположена в понижениях явно несоответственной формы, размера и глубины с размером самого потока. Река еще приспособляет себе это древнее „унаследованное" русло, расширенное ледником, точно так же, как и ее притоки. Поэтому здесь нет типичных, правильно ветвистых или дендритообразно развитых речных систем, образующихся обычно в горных странах: печать ледниковой деятельности лежит, как видим, и на распределении этой гидрографической сети.

Если к этой краткой характеристике морфологии района добавить еще то, что пояс лесной растительности на всем этом фоне

поднимается до высоты 200—250 м в его южной части, создавая лесной таежный ландшафт и в виде низкорослых березняков ютится только в защищенных местах на побережьи океана, образуя выше этих границ обширную тундровую—гольцовую зону ландшафта, и, наконец, то, что участки лесных таежных зон заходят по долинам рек близко к побережью океана, иногда являясь здесь реликтовыми, как, например, сосняки на р. Средней, образуя этим в северной части района смешанный ландшафт, то всем этим в основных чертах общая картина морфологии и ландшафта передается читателю с почти исчерпывающей полнотой.

5. ВВЕДЕНИЕ К ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОМУ ОПИСАНИЮ

Описание моих исследований разбивается на две большие части:

Часть I. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского п-ва—Мурманский округ.

Часть II. Описание по маршрутам исследований в северо-западной части Кольского п-ва—Мурманский округ.

Во второй части излагается фактический материал полевых наблюдений, в первой же части излагается сводка этих исследований.

Излагаемое далее геолого-петрологическое описание производится в последовательности, начиная с более древних образований. В некоторых лишь местах приходится нарушать этот порядок в удобствах изложения.

В целях облегчения понимания распределения изложенного материала предпосылаю здесь схему стратиграфического подразделения до четвертичных образований исследованного района (табл. 3).

В схему введены для полноты картины некоторые образования, не развитые на исследованной территории (курсив).

Необходимые краткие (и большей частью безоговорочные) пояснения читатель найдет в заключительной главе „Общие выводы".

В схеме произведена попытка приведения геологии изученного района к стратиграфии докембрия финляндских геологов. Так как это сравнение, а также представленные относительные возрастные отношения *не могут считаться окончательно установленными*, то читателю за разрешением всех возникающих сомнений надлежит обратиться в соответственные отдельные главы, где в разделе „Геология" можно найти нужные материалы.

Списки литературы приведены в конце и разделены на три части:

I. Картографическая литература. №№ 1—17.

II. Литература по геологии исследованного района. №№ 1—68.

III. Список консультируемой литературы. №№ 1—328.

Таблица 3

		(Кварцевые жилы?)		Расколы и грабены вплоть до третичного времени
ПАЛЕОЗОИ	Герцинский? (Тиман-Канинский) диастрофизм	Формация кальцито-баритовых жил (?) Формация дайк пикрит-порфиритов и т. д. (палеобазальты?) Щелочные граниты Нефелиновые сиениты Габбро-щелочные сиениты		Расколы и грабены
	Девон	Неизвестен Перерыв		
	Каледонский диастрофизм	Дайковая формация диабазов и кальцито-баритовых жил (?) (*Массивы габбро-норитов центральной части Кольск. п-ва?*)		Образование цепей Каледонид, шарриажи, расколы, грабены
	Силур	*Осадочная формация Варангера и Рыбачьего п-ва и о-ва Кильдина?*		
	Кембрий	Неизвестен (*сев. Норвегия*) Перерыв		
ПРОТЕРОЗОЙ	Иотнийские	*Песчаники южного берега Кольск. п-ва* Перерыв		
	Карельский диастрофизм	Граниты пегматитовые и порфиров. Перидотиты и дайки диабазов		Образование цепей Карелид, расколы и грабены
	Карельские	Комплекс *конгломератов, аркозов гл. сланцев, доломитов*, основных эффузивных пород (шаров. лав) *Печенга—Кучин.* *Компл. Имандра—Варзуга* (?) Перерыв	Дайки диабазов	
АРХЕЙ	Свеко-Феннский диастрофизм	Порфир. микроклиновые граниты (?) Микроклиновые гнейсо-граниты		Образование цепей Свеко-Феннид и расколов
	II Ботнийские	*Комплекс конгломератов, кварцитов, слюдяных гнейсов Сюдварангера*; комплекс сланцеватых амфиболитов т. Толпь I, Лыст-Кеулик (?) Перерыв	Дайки амфиболит-диабазов	
	Саамский диастрофизм	Комплекс олигоклазовых гранитов Комплекс гиперстеновых диоритов	Дайки амф.-диабаз.	Образование цепей Саамид и расколов
	I Свионийские	Комплекс габбро-амфиболитов Комплекс слюдяных гнейсов Комплекс гранатовых гнейсов Основание неизвестно		

Прилагаемая геологическая карта должна считаться по вышеуказанным причинам в значительной степени *схематической.* Это надо относить к части геологических границ кристаллических образований, что частью оговаривается мною специально при описании, а также и к изображенным схематически послеледниковым образованиям по речным системам. При отсутствии топографической основы во время работ последние не могли картироваться на месте. На карте (1 : 400 000) не переданы также дайковые формации основных пород и сопровождавшие их дислокации разрыва.

Глава II

КОМПЛЕКС ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И МИГМАТИТОВ

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Первое указание на развитие гранатовых гнейсов в исследованном мною районе было сделано В. Рамсей (W. Ramsay, II, *13*) в 1890 г. и несколько позже (1893 г.) Мельниковым (II, *20*, стр. 171). В. Рамсей на прилагаемой к его работе геологической карточке изображает развитие гранатовых гнейсов от Хлебной пахты в средней части Кольского фиорда и до ст. Шонгуй на р. Коле, в 16—18 км на юг от г. Кола и кроме того указывает, что эти породы на мысе Сальном на Кольском фиорде включены в граниты, т. е. являются более древними образованиями, чем последние. Описанные Мельниковым гранатовые гнейсы относятся также к району г. Колы.

В настоящий момент мои более детальные исследования показали, что описанный в 1890 г. В. Рамсей район имеет более сложное геологическое строение и гранатовые гнейсы в нем пользуются меньшим распространением (см. геологическую карту).

В более поздней работе В. Рамсей, (II, *25*) отводит гранатовым гнейсам наиболее низкое стратиграфическое положение, называя их слюдяными гнейсами.

Помимо того, указания на развитие пород данного комплекса в других районах Кольского п-ва можно встретить в работах Ш. Рабо и Ш. Велена (Ch. Rabot et Ch. Velain, II, *16*)—для южного берега оз. Имандры и т. Зайцевой и для района Пазреки; у М. П. Мельникова (II, *20*, стр. 189 и 201) для района Базарной и Долгой губы на западном Мурмане; у С. Конради (II, *40*, стр. 123) для района Пазреки.

Для того же района рр. Паз и Печенги краткие указания о распространении этих пород дает и Хаусен в недавней работе (H. Hausen, III, *164*, стр. 16—19), отводя им, также как и В. Рамсей, наиболее низкое стратиграфическое положение.

Мною в период моих геологических исследований давалась краткая характеристика комплекса гранатовых гнейсов, указывалось на их древнейшее стратиграфическое положение среди встреченных мною геологических формаций и приводились данные о территориальном их распространении (II, *42*, *44*, *45*, *51*, *53*, *54*, *55*, *56*, *57*, *60*).

Наконец, краткие сведения о распространении гранатовых гнейсов и их характеристика приводятся для района Кольского фиорда и р. Зап. Лицы у А. П. Герасимова и И. Е. Кузнецова (II, *48* и *49*).

Интересно отметить, что изобилие и постоянство присутствия граната в породах этого комплекса побудили А. П. Герасимова назвать гранат „провинциальным минералом всего района".

ГЕОЛОГИЯ

2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Еще в 1917 г. (II, *44*, *45*) и затем позже в 1923 г. (II, *51*) гранатовым гнейсам изученного района мною присвоено было обозначение „комплекс гранатовых гнейсов" (синоним—свита), придавая этому понятию геологическую самостоятельность, одинаковое стратиграфическое положение (вероятно, повсюду в изученном районе), широкое геологическое распространение, оказавшееся впоследствии значительно большим, и, наконец, определенный характер минералогического состава, а именно: почти постоянное присутствие граната (альмандин, обыкновенный гранат) в породах этого комплекса.

Действительно, почти постоянное присутствие граната в породах данного комплекса в сочетании с кварцем, биотитом и плагиоклазом (калиевым полевым шпатом) и частое присутствие силикатов глинозема (силлиманит, кианит, андалузит) и алюмосиликата магния (кордиерит), с одной стороны, позволяет в условиях полевой работы легко выделять и картировать породы данного комплекса и, с другой стороны, указывает на некоторые особенности их химического состава и условий их образования.

Если присоединить сюда то, что гранат, кроме того, довольно часто встречается в амфиболитах, пегматитовых гранитах и кварцевых жилах и мигматитах гранатовых гнейсов, то присутствие этого минерала (граната) становится еще более многозначущим, как „провинциального минерала района", по выражению А. П. Герасимова (II, *51*, стр. 356), или типично-„фациального минерала" данных пород по представлениям Вайринен, в его работе о грано-диоритах (H. Vayrynen, III, *284*; см. также P. Eskola III, *124*).

Действительно, из описания обнажений (см. часть II) и на прилагаемой геологической карте исследованной территории видно, что комплекс этих пород (вместе с мигматитами) пользуется наибольшим развитием, образуя три полосы, назовем условно, северную, среднюю и южную, из которых вторая образует дугообразное изогнутие почти под прямым углом, а первая и последняя имеют северо-западное простирание. На границах исследованного района полосы этого комплекса не прерываются, очевидно продолжаясь дальше за его пределы—что указывает на их еще большее распространение.

Следует здесь, однако, отметить, что сравнительно редкие маршруты, которыми мною была пересечена область развития гранатовых гнейсов, с одной стороны, и местами исключительно плохая обнаженность района, с другой стороны, позволяют считать изображенную на карте картину распространения комплекса этих пород лишь первым приближением.

Отметим здесь кратко допущенные при составлении карты наиболее значительные условности.

Так, для северной полосы комплекса гранатовых гнейсов следует иметь в виду условность изображенного их распространения до территории Финляндии на северо-западе, так как, с одной стороны, указания на их развитие в Финляндии известны из вышеприведенных данных различных авторов (II, *16*, *20*, *40*; III, *164*), с другой же стороны, Хаусен (H. Hausen) на прилагаемой к его работе геологической карте не делает того дробного разделения развитых в Финляндии образований, которое произведено мною на территории Союза (III, *164*). Условной надо считать и северо-восточную границу между комплексами гранатовых и слюдяных гнейсов, так как наблюдения показали, что между этими свитами существуют постепенные переходы, о чем подробно будет сказано при описании комплекса слюдяных гнейсов. Точно так же, местами, условной надо считать юго-западную границу комплекса гранатовых гнейсов по отношению к полю гранитов, развитых южнее—это относится к их границе на СЗ от т. Ионкедьгвыд у границы с Финляндией, к району т. Иоптунтур и Чорж-озера в среднем течении р. З. Лицы. В последнем районе располагается обширная заболоченная и частью лесистая депрессия, не имеющая обнажений, тогда как Иоптунтур не могла быть посещена мною из-за туманов в 1925 г. и невозможности переправиться через разлившуюся р. Пониоки в 1926 г. В этом последнем районе на карте обозначены гранатовые гнейсы условно, хотя в пользу их развития здесь, или вероятнее частью их мигматитов (инъецированных микроклиновыми гранитами), говорят как характер обнажений, встреченных на юго-западной (т. Вартуайв) и юго-восточной (т. Нялвыд) окраинах депрессии, так и морфология тундр, которые не удалось посетить (группы т. Иоптунтур). Следует отметить, что возвышенности этого района, сложенные порфировидными микроклиновыми гранитами, имеют вершины почти всегда обрамленными с какой-либо стороны отвесными обрывами—пахтами, образующимися благодаря энергичной деятельности морозного выветривания по трещинам отдельности гранитов.

Наоборот, тундры, сложенные мигматитами и отчасти гранатовыми гнейсами, обладают обычно округлыми вершинами—и как раз морфологически к такому типу относятся упомянутые тундры Иоптунтур и Нялвыд.

Условной надо считать границу комплекса гранатовых гнейсов на западном берегу Уртозера за отсутствием здесь на большом протяжении обнажений. Равным образом депрессии рр. Кицы и Орловки выполнены мощными четвертичными наносами, что не позволило установить точно границы комплекса по отношению к развитым здесь же гнейсо-гранитам и пироксеновым диорито-гнейсам. Район на В от железной дороги обладает чрезвычайно сложным геологическим строением, требующим детальных исследований, тогда как изображенные контуры развитых здесь интрузивных пород, по данным маршрутных работ, лишь весьма приближенно передают действительную картину.

Наконец, на площади северного поля развития гранатовых гнейсов были отмечены многочисленные мелкие интрузии гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов, которые в большинстве не выделялись на карте, тогда как контуры выделенных интрузивных тел, в некоторых случаях, схематичны и передают только понимание (толкование), основанное на более полных наблюдениях других тел.

Средняя полоса комплекса гранатовых гнейсов располагается большей частью в области пониженной, лесистой и перекрытой мощными четвертичными наносами.

В этом районе можно было разыскивать исключительно редкие обнажения только при помощи лопарей-оленеводов, знающих „каждый камень". Полоса эта оконтурена здесь по очень малому числу обнажений.

Западное ее продолжение изображено условно, так как пересечение этого района маршрутом на запад от р. Паучи не дало ни одного обнажения. Помимо того, на территории этой полосы наблюдались развитыми мигматиты (на юг от т. Вымь и в районе т. Вуимвыд). Не исключена возможность, что полоса эта по направлению на запад может выклиниться.

Наконец, продолжение на запад южной полосы комплекса гранатовых гнейсов сделано на основании указаний Таннера (V. Tanner, II, *39*, стр. 25) о развитии гранатовых гнейсов, с одной стороны, в районе озера Тятьсяур (Tiatsjaur), низовьях р. Карниоки (Karnijok) и р. Лоты (Luttojok) близ впадения в нее р. Карниоки и, с другой стороны, в районе оз. Вульяур (Vuöllijaur), где, по Таннеру, гранатовые гнейсы включают прослои основных пород. Отметим также, что в районе Вульяур на Вульвараке мною встречены были в редких обнажениях лишь основные породы типа амфиболитов и связанная с ними лабрадоровая порода (в пластовом залегании). Если гранатовые гнейсы района Вульяур связывать с южной полосой гранатовых гнейсов, тянущейся из района Ното-озера, то, может быть, гранатовые гнейсы района Тятьсяур и р. Карниоки являются продолжением средней полосы изученного мною района, и в таком случае не исключена

возможность, что обе эти полосы гнейсов соединяются вместе, где-нибудь, в этом последнем районе Финляндии.

Наконец, следует отметить, что и в южной полосе гранатовые гнейсы сильно инъецированы гранитами.

Помимо трех главных полос развития комплекса гранатовых гнейсов, даже при маршрутном характере моих работ, были отмечены и частью схематически нанесены на карту небольшие участки их развития, расположенные среди полей стратиграфически более молодых интрузивных пород. Многие из этих небольших участков гранатовых гнейсов, вероятно, следует считать за остатки корней висячей кровли над интрузивными телами (Roof pendent, по Дели—R. Daly, III, *109*), что в свою очередь дает указания, с одной стороны, на бывшее еще более широкое распространение комплекса этих пород, чем это передает геологическая карта, и, с другой стороны, на стратиграфические взаимоотношения с включающими их породами.

3. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Относительно стратиграфического положения описываемого комплекса пород можно говорить, что во всех трех полосах развития они древнее, чем интрузии микроклиновых гранитов, так как всюду наблюдались прорывающие их микроклиновые граниты и их пегматиты, или их инъекция с образованием мигматитов и т. д. Следует отметить однако, что если является несомненным, что северная и средняя полосы гранатовых гнейсов прорываются и инъецируются микроклиновыми гранитами одного и того же возраста (см. карту), то относительно одновременности интрузий гранитов в гранатовые гнейсы южной полосы можно судить только по аналогии.

Аналогично этому можно утверждать, что гранатовые гнейсы северной и средней полос прорываются и включаются интрузиями комплекса олигоклазовых гранитов и комплекса гиперстеновых (пироксеновых) гнейсо-диоритов, тогда как для южной полосы этих гнейсов интрузий подобных пород пока неизвестно, и поэтому можно сделать заключение о более древнем их возрасте лишь на основании тождества литологического состава во всех полосах их развития. И, наконец, по отношению к комплексу амфиболитов (габбро-амфиболитов) можно говорить о более древнем стратиграфическом положении комплекса гранатовых гнейсов двух южных полос его развития и, может быть, и северной полосы.

Наконец, с комплексом рудоносных слюдяных гнейсов гранатовые гнейсы связаны постепенными переходами; но которая из этих свит является стратиграфически более низкой—остается неизвестным, как об этом будет подробно сказано при описании комплекса слю-

дяных гнейсов. Если же судить по залеганию, то при крутых углах падения свита слюдяных гнейсов в районе Кольского фиорда уходит под гранатовые гнейсы, являясь, таким образом, более древней, что и было мною отмечено еще в 1917 г. (II, *45*).

Все вышеизложенное, а также и то, что литологический состав описываемого комплекса пород во всех полосах его развития является одинаковым, о чем более подробно будет сказано далее, позволяет думать: 1) что на изученной территории все эти образования представляют одно самостоятельное геологическое целое и 2) что комплекс гранатовых гнейсов, вместе с комплексом слюдяных гнейсов, описываемым далее, представляют древнейшие образования изученной мною территории, основание которых является неизвестным.

Такое стратиграфическое положение комплекса гранатовых и слюдяных гнейсов и их более древний возраст по отношению к интрузии олигоклазовых гранитов, т. е. I группы гранитов по Седерхольму (III, *249*; III, *233*), определяет их принадлежность к свионийским отложениям архея.

Но окончательное формирование наблюдаемого облика комплексов происходило под влиянием более молодых (постботнийских) гранитных интрузий, вызвавших в них контактовые изменения и частью образование мигматитов (особенно в гранатовых гнейсах).

4. ТЕКТОНИКА КОМПЛЕКСА

Тектоника этого чрезвычайно сложно построенного комплекса пород не может быть выяснена маршрутными исследованиями.

Быть может только детальнейшие петролого-геологические исследования при наличии достаточно хорошей обнаженности могут пролить свет на строение области их развития.

В настоящем очерке можно наметить лишь самые грубые черты тектоники описываемой свиты.

Прежде всего, касаясь распределения полос комплекса гранатовых гнейсов и причин такого распределения, следует заметить, что наличие интенсивной складчатости и даже смятости комплекса гранатовых гнейсов внутри полос их развития, а также сравнительно частая встречаемость маленьких участков их развития среди обширных полей интрузивных пород указывают на первоначально еще более широкое распространение комплекса этих пород, вероятно перекрывавших еще более значительную часть исследованной территории.

Очевидно, свита этих пород, послуживших материалом для образования комплекса гранатовых гнейсов, в последующие периоды диастрофизма (постсвионийский—саамский), сопровождавшихся большими интрузиями основных (габбро-амфиболиты), а также средних и кислых пород (гиперстеновые гнейсо-диориты, олигоклазовые граниты

и затем микролиновые граниты—последние вероятно постботнийского возраста или даже моложе), была интенсивно смята с образованием трех полос (в данном сечении земной коры), разобщенных между собою полями интрузивных образований. Весьма вероятно, что средняя и южная полосы комплекса гранатовых гнейсов, как указывалось ранее, по материалам наблюдений Таннера (V. Tanner, II, *39*, стр. 25), соединяются в районе среднего течения р. Лоты и нижнего течения Карнииоки, образуя здесь одно целое, что, в случае подтверждения последующими исследованиями, лишний раз оправдало бы высказываемое предположение об их одинаковом возрасте (см. выше).

Небольшие участки гранатовых гнейсов, встреченные среди полей гиперстеновых гнейсо-диоритов, олигоклазовых гранитов и, наконец, микроклиновых гранитов, очевидно, при таком понимании геологического строения являются корнями нависавших над интрузиями гипсометрически более высоких частей свиты гранатовых гнейсов, ныне нацело эродированной. Словом, это остатки висячей кровли по терминологии Дэли (R. Daly III, *109*—roof pendent). Детальное картирование и изучение залегания этих участков должно быть плодотворным для понимания геологического строения данной области (!).

Эрозия, достигшая данного горизонтального сечения земной коры, вскрывает нам, в свете сделанных наблюдений, эту вышеописанную картину.

На территории полос развития комплекса гранатовых гнейсов мне не удалось наблюдать какого-либо руководящего горизонта или части свиты, опираясь на которые можно было бы судить о внутренней их тектонике.

Да и в свете наблюдавшихся фактов пока трудно себе представить, какие бы из пород или частей свиты могли бы играть роль таких руководящих горизонтов.

Опираясь же на одни наблюдения над залеганием пород, входящих в состав этой свиты, да еще при обычно крутых углах падения, можно сделать лишь некоторые заключения по поводу характера внутреннего ее строения.

Так, в северной полосе наблюдавшиеся в большинстве случаев крутые углы падения (больше 60—65°) пород, то на СВ, то на ЮЗ (при северо-западном, в большинстве, простирании), позволяют говорить лишь об исключительно сильной смятости свиты, доходящей часто до появления тонкой листоватости, или сланцеватости сложения пород. Интересно отметить, что на высоких отвесных скалах, как, например, в группе тундр Пак, на водоразделе рр. Китовки и Зап. Лицы, наблюдались изменения падения для одного и того же слоя от северо-восточного к юго-западному (при том же северо-западном простирании), и слой получал волнистый характер с крутыми углами падения. Это лишний раз указывает на невозможность делать на-

дежные тектонические построения, пользуясь обычными методами работы.

С другой стороны, в некоторых обнажениях, как, например, в отвесных скалах Абрам пахты на Кольском фиорде, можно непосредственно наблюдать мелкую изоклинальную сплоенность с крутыми углами падения на крыльях складок гранатовых гнейсов. Местами при хорошей обнаженности, как, например, в многочисленных пунктах на восток от Кольского фиорда и р. Колы (на каменистых тундрах непосредственно на восток от ст. Колы, на южном склоне т. Юксвыд и на плоской и хорошо обнаженной т. Кедьгуайв в районе Кильдинского погоста, на Шонгуй-вараке, т. Вага-выд, т. Чертуайвинч, т. Энбань. т. Куыркяурвыд, т. Вашварь), на т. Нюльпвыд в районе Уртозера, на т. Чурмуайвинч у ст. Пулозеро и т. д. и т. д.—во всех этих и других многих местах при пересечении гранатовых гнейсов по направлениям вкрест их простирания наблюдалась постоянная смена северо-западного простирания на северо-восточное, что характеризует интенсивную и, иногда, довольно крупную изоклинальную складчатость с круто падающими осями для всех перечисленных и многих других районов.

Подобного рода явления позволяют предполагать наличие в гранатовых гнейсах многократно повторяющейся изоклинальной складчатости для значительной части северной полосы их развития, что отчасти объясняет их столь большую видимую мощность (при крутых углах падения).

Некоторые интересные стороны внутренней тектоники комплекса гранатовых гнейсов северной полосы выясняются также из изучения их пространственных взаимоотношений к прорывающим интрузиям. Так, для некоторых интрузий пироксеновых гнейсо-диоритов в районе высочайших тундр исследованного района—Тулупахк, Раматуайвинч и Кентпахк на юго-восточном конце намеченной северной полосы—окружающие их гранатовые гнейсы имеют падение от границ интрузии к периферии, или в других случаях наклонены в одну и ту же сторону. Это позволяет думать о принадлежности этих интрузивных тел к типу антиклинал-батолитов. Если такое толкование этих форм интрузий является правильным, то наличие их среди толщи гранатовых гнейсов должно указывать на присутствие здесь крупных антиклинальных перегибов.

Рассматривая с этой точки зрения карту юго-восточного конца северной полосы комплекса гранатовых гнейсов, можно видеть, сколь сложной тектоникой обладает весь этот район.

Очевидно, здесь имеются многочисленные антиклинальные перегибы, заключающие в своих сводах интрузии и т. д. Совершенно очевидно также, что при подобном характере пространственного взаимоотношения гранатовых гнейсов к заключенным в них интру-

зивным телам только тщательное геолого-петрографическое изучение области может помочь вскрыть многие детали тектоники.

Наконец, в некоторых районах северной полосы комплекса гранатовых гнейсов наблюдались и весьма пологие углы падения пород. Сюда относятся: 1) в районе на запад от р. Туломы и Кольского фиорда—т. Курбышкедьгуайв (пад. 45—50°), т. Сейбвыд (пад. 20°, 0°, 35°), т. Мелуайвиш (пад. 43°, 20°), т. Тариги (65°, 15°, 70°), т. Нюльпвыд (пад. 40—45°); 2) в районе между рр. Туломой и Колой—т. Шорнвыд (50—55°), т. Рыпвыд (пад. 55°), т. Эльвыдынч (пад. 15—10°); 3) в районе на восток от железнодорожной линии—т. Вульбуайвинч (пад. 45—25°), т. Тулупахк (65°, 30°), т. Раматуайвинч (пад. 20°), т. Лохуайв (пад. 70°, 45°), т. Куырклухпахт и Чурмуайвинч.

Падение в этих местах в большинстве случаев на юго-запад, или же иногда графически можно, с известной долей вероятия, восстановить свод антиклинали, например: Курбышвыд. Сейбвыд, Тариги, Тулупахк, Лоухуайвинч, которые иногда опрокинуты на северо-восток, например: Тариги, Тулупахк и Лохуайвинч, причем в последней из них в своде заключены гнейсо-диориты (повидимому).

Все это, вместе взятое, позволяет высказать предположение, что в северной полосе гранатовые гнейсы являются сильно смятыми в складки характера изоклинальных, с крутыми падениями крыльев и местами осложненными более мелкой изоклинальной плойчатостью (на крыльях).

В некоторых случаях удается наблюдать, несмотря на глубокую эрозию, остаток сводов антиклиналей, и в других местах в антиклиналях заключены интрузивные тела (антиклинал-батолиты), или происходила значительная инъекция интрузивного материала. Если упомянутая выше реставрация складок является правильной, то очевидно в некоторых районах складки опрокинуты на СВ, что указывает на направление движения в эту эпоху диастрофизма, шедшее с юго-запада.

Наконец, наличие такой интенсивной и часто опрокинутой складчатости не исключает возможности существования здесь чешуйчатых надвигов.

Относительно внутренней тектоники средней полосы имеется очень незначительное количество данных. В западной части этой полосы падение пород очень крутое на юг, и породы приобретают местами листоватую текстуру. На южном склоне Пак-тундры гранато-кианитовые гнейсы образуют мелкие складки с падением в сводах до 10° и опрокинутостью на ССВ. Пологие углы падения на ЮЗ встречены были и на Песвараке и, наконец, в группе тундр Чолм, Тальшем, Чаклевыд и Вуимвыд. Гранатовые гнейсы здесь полого падают под углом до 15° (на т. Вуимвыд и Тальшем) по направлению на на запад и юго-запад. А на северных склонах Чаклевыд наблюдалась

мелкая плойчатость с опрокинотостью на восток. Все это заставляет предполагать также весьма интенсивную смятость и в этой полосе, причем в восточной ее части складки эти являются, вероятно, опрокинутыми на восток, и здесь также не исключена возможность образования чешуйчатых надвигов. Очевидно и здесь движение при складчатости шло с юго-запада.

Наконец, в южной полосе развития наблюдались только пологие углы падения на юго-запад (до 30—20°), и, вероятно, и здесь приложимы те же представления о внутренней тектонике, которые были высказаны и для более северных полос. Гранатовые гнейсы здесь сильно инъецированы гранитами и диоритами.

Если принять, что интрузивная деятельность, приведшая к образованию комплексов габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов, совершалась синтектонично (синкинематично) со складкообразованием постсвионийского — саамского периода (см. главы IV, V, VI и XIV), то очевидно, что основной план вышенамеченной тектоники комплекса гранатовых гнейсов был сформирован в этот период.

Однако в эпоху интрузий микроклиновых гранитов, происходившую, вероятно, частью синкинематично с постботнийскими—свекофенскими движениями земной коры, в комплексе гранатовых гнейсов несомненно снова совершались интенсивные движения, при которых, вероятно, и завершается формирование складчатой тектоники комплекса (см. главы VII, VIII и XIV).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ

5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрографический состав комплекса гранатовых гнейсов весьма сложен и разнообразен. Среди изученных пород можно наметить следующие четыре обширные группы:

I. Группа гранатовых гнейсов. Весьма распространенная группа пород, обладающая разнообразным минералогическим составам. К ней примыкают мигматиты гранатовых гнейсов.

II. Группа биотитовых гнейсов. Также распространенная группа пород, обладающая некоторым разнообразием минералогического состава. Сюда также примыкают мигматиты биотитовых гнейсов.

III. Группа пироксеновых гнейсов, обнаруженная в широком развитии в юго-восточном участке распространения свиты.

IV. Группа амфиболитов и их мигматитов, развитая здесь в весьма подчиненном количестве.

Помимо того, на территории развития гранатовых гнейсов встречены другие породы, геологически более молодого возраста и собственно не относящиеся к описываемому комплексу.

Сюда относятся: 1) интрузивные залежи пироксеновых гнейсодиоритов, весьма многочисленные для юго-восточного района, 2) интрузии гранитов и пегматитов, весьма многочисленные для всех районов развития гранатовых гнейсов и 3) дайки основных интрузивных пород, главным образом ряда габбро-диабаза.

Все эти образования будут описаны мною в особых главах.

6. ГРУППА БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Биотитовые гнейсы. Эти породы широко распространены в северной полосе гранатовых гнейсов и реже наблюдались в средней и южной полосах их развития — быть может, благодаря плохой обнаженности района.

С другой стороны, следует отметить, что при исследованиях образцы этих пород брались редко, по понятным причинам, тогда как впоследствии оказалось, что внешне очень схожи с этими породами пироксеновые гнейсы, богатые биотитом.

Поэтому весьма возможно, что некоторые из пород, определенные в поле как биотитовые гнейсы (см. описание обнажений, часть II), в особенности в юго-восточной части северной полосы гранатовых гнейсов, окажутся при детальных исследованиях биотито-пироксеновыми гнейсами (и наоборот), и представления об их распространенности несколько изменятся. По крайней мере такого рода неправильности были допущены в свое время В. Рамсей (W. Ramsay, II, *13*) и Миддендорфом (Middendorf, II, *3*), которые указывали на развитие биотитовых гнейсов в нижнем течении р. Туломы (Рамсей) и на т. Оленья в районе Пулозера (Миддендорф), тогда как в обоих районах оказались развитыми пироксеновые гнейсы (и гнейсо-диориты), как показали мои последующие наблюдения.

Наиболее обычная форма распространения биотитовых гнейсов это—их постоянная перемежаемость с гранатовыми гнейсами или постепенные переходы в последние. Переход обусловлен, в некоторых случаях, изменением гранатовых гнейсов в биотитовые путем замещения граната биотитом или просто отсутствием последнего. Таким образом, устанавливается тесная геологическая и даже генетическая связь этих обеих групп пород.

Биотитовые гнейсы обладают цветами от светлосерого до темносерого в зависимости от содержания биотита и светлых минералов — полевого шпата и кварца, обычно среднезернистые и реже крупнозернистые и мелкозернистые. Благодаря обилию биотита, обычно располагающегося параллельными рядами, породы эти обладают ясно

выраженной сланцеватостью, менее заметной у разностей, обильных полевым шпатом, или в разностях с выраженной сотообразной роговиковой структурой.

В некоторых рассланцованных разностях появляется листоватость и иногда очковая структура, благодаря облеканию биотитом нераздробленных порфирокласт полевого шпата или кварца (обр. № 1851, № 555).

Под микроскопом обнаруживаются всегда кристаллобластическая структура и сложение грубогнейсовидное в разностях, бедных биотитом, или сланцеватое до лепидобластического в разностях, богатых биотитом. Нередко, кроме того, обнаруживается облекающее расположение биотита по отношению к кварцу и полевому шпату (№ 1603), иногда выраженное в форме весьма совершенной сотообразной структуры типичного сланцеватого роговика (№ 791). В некоторых случаях полевой шпат и кварц облекаются более мелкозернистой массой, в которой, кроме биотита, присутствуют кварц и полевой шпат.

Структура эта тождественна структуре контактно-измененных седиментогенных гнейсов Шварцвальда, описанных Швенкелем (H. Schwenkel, III, *237*, стр. 289—293). Такие породы не обнаруживают признаков катаклаза.

Главные составные части гнейсов—плагиоклаз, кварц и биотит в переменных количествах в довольно широких пределах. Сюда присоединяются второстепенные минералы—калиевый полевой шпат, мусковит и всегда встречающиеся циркон, апатит и руда и в небольшом количестве постериорные минералы—хлорит и эпидот.

Плагиоклаз с содержанием 20%, 23% и 29%[1] Ап, ксеноморфный, сдвойникован по альбитовому и, реже, периклиновому законам, часто включает кварц и, реже биотит, апатит и руду. Редко полевой шпат, слабо пелитизирован.

Биотит обычно с цветами полихроизма по n_g — темнокрасно-бурый $> n_p$ бледножелтый. Иногда же цвет этот изменяется в бурый, и тогда, в большинстве случаев, в такой породе можно наблюдать признаки инъекции гранита—появление жилок полевого шпата и зерен калиевого полевого шпата и пр. Биотит развит обычно в виде листочков, вытянутых по сланцеватости, или же в разностях с роговиковой структурой, часто в виде лоскутообразных зерен, облекающих полевой шпат или кварц. в случае присутствия мусковита он срастается с ним в параллельном положении. Биотит включает циркон, окруженный темными полихроичными ореолами, руду и апатит.

[1] В настоящем случае и в дальнейшем, где указано содержание анортита в плагиоклазе и не приведены оптические константы, определение их производилось путем измерения угла погасания в сечении ⊥ MP, путем установки такового на универсальном столике Е. С. Федорова. При определении констант по способу Федорова таковые приводятся при описании.

Биотит иногда переходит в хлорит, но обычно в незначительной степени, за исключением случаев, когда порода подверглась (вторичному) последующему осланцеванию, при котором биотит иногда почти нацело изменяется в хлорит (№ 1851) (диафторез).

Кварц обычно обладает волнистым погасанием, но встречаются образцы пород (№ 557), в которых кварц не имеет следов механического воздействия.

Апатит иногда в довольно значительном количестве в мелких, то округлых, то призматических зернах.

Циркон в мелких кристалликах в биотите окружен темными полихроичными ореолами. Изредка крупные и округлые зерна.

Руда—магнетит в неправильных зернах в небольшом количестве.

Иногда встречаются редкие округлые зерна эпидота.

Иногда количество мусковита в таких породах возрастает настолько значительно, что породу следует назвать мусковито-биотитовым гнейсом (№ 2037).

Наконец, было отмечено также, что вместе с мусковитом появляется и турмалин (№ 1000) в зеленых призматических зернах, включающих кварц. Плагиоклаз в таких породах содержит 20% An.

В биотитовых гнейсах охарактеризованного типа часто появляется микроклин, то в редких мелких зернах, рассеянных по породе, то в значительном изобилии с более или менее равномерным распределением в породе, или же в жилках, прорезающих породу по сланцеватости (обычно). Образцы таких пород иногда становятся светлее и приобретают то серый, то розоватый цвет, в зависимости от цвета микроклина.

Такого типа образования находятся в геологической связи (обычно) с гранитными или пегматитовыми интрузиями в слюдяные гнейсы и уже в поле определяются как м и г м а т и т ы, возникшие путем имбибиции гранитной магмой, или же как мигматиты артеритового типа при послойной инъекциии в виде жилок в слюдяные гнейсы.

П. м. в таких породах обнаруживается, в зависимости от количества привнесенного материала, изменение количественных отношений минералов первоначальной породы, обычно выражающееся в увеличении количества полевого шпата и кварца.

Вновь образующиеся кварц и полевой шпат как бы раздвигают, разобщая друг от друга, слоики биотита, занимая промежутки между ними. Таким образом, нарушается прежняя сланцеватость породы с приобретением большей массивности. Таким же путем нарушается и сотообразная роговиковая структура, становясь менее ясно выраженной.

Появляющийся микроклин обычно обладает типичной решеткой и часто содержит пертитовые вростки каплевидной формы и в виде лент. Наблюдался также мирмекит в контакте с плагиоклазом.

Изредка зерна микроклина приобретают крупные размеры, в сравнении с размерами других компонентов породы, но чаще наблюдается их мезостатическое расположение.

Плагиоклаз или сохраняет тот же состав—23% An, или же иногда наблюдалось образование более кислых разностей 17—18% и 0% An.

Биотит иногда изменяет окраску по n_g из красно-бурых цветов в бурые. Так как это явление приурочено к инъецированным породам, то цвет биотита служит в таких случаях хорошей реакцией—признаком, указывающим на инъекцию гранита в гнейсы (образование мигматита).

В некоторых мигматитах такого типа замечено было появление сфена (№ 1789) красно-бурого цвета и вызывающего полихроичные ореолы в биотите и образование большего количества руды и эпидота в сравнении с их количеством в первоначальной породе.

В некоторых случаях наблюдалось появление в биотитовых гнейсах силиката глинозема—кианита и силлиманита.

Кианито-биотитовый гнейс (№ 759) с Калливараки на р. Туломе, богат плагиоклазом с содержанием 28% An и содержит немного мусковита. Кианит развит в крупных порфиробластах призматического габитуса, пойкилитически проросшими кварцем, включает округлые вытянутые зерна рутила, циркона и биотита. Помимо того в породе присутствует зональный турмалин с гранями дитригональной призмы и обладающий зеленовато-бурым цветом по оси n_g и бледно-желтым цветом по n_p.

В кианито-силлиманито-биотитовом гнейсе (№ 1201) из пачки биотитовых гнейсов с восточного берега фиорда Ара, плагиоклаз зонален с содержанием 20% An на краю и 27—26% An в ядре зерна. Зона кислого плагиоклаза обычно узкая. Обычного характера биотит расположен слоиками вместе с белой слюдой, силлиманитом и кианитом. Кианит в виде призматических зерен, удлиненных по оси С, переходит в мусковит с бледнозеленой окраской и частью в биотит (по трещинам) и ассоциирует с силлиманитом. Силлиманит в виде тонких иголочек развит в полевом шпате и кварце, или же ассоциирует со слюдами и кианитом. В одном зерне силлиманита наблюдалась косо расположенная трещиноватость, напоминающая спайность кианита; $2V\,(\ddagger) + 26.5° + 30°$.

Мусковит бледнозеленого цвета, частью несомненно образовался по кианиту. Кроме того, в породе развиты обычный кварц и некрупные выделения магнетита.

Пачка этих биотитовых гнейсов сильно инъецирована плагиоклазовыми гранитами (грано-диоритами).

Очень интересен биотито-силлиманитовый гнейс с Олльеньярка и Цолнвараки на Ното-озере (№№ 847, 849). Невооруженному глазу видно, что порода эта переполнена крупными призма-

тическими до 1.5 × 5 см кристаллами серого цвета, оказавшимися при изучении п. м. или гомогенным кристаллом силлиманита или же пучком его волокон (фибролит). Местами, однако, в поле такого силлиманита обнаруживаются косо расположенные трещины, напоминающие спайность кианита.

Вероятнее всего, что это псевдоморфозы силлиманита по кианиту(?). Силлиманит ассоциирует здесь с мусковитом и иногда, повидимому, переходит в биотит и, помимо того, включает сростки магнетита. Плагиоклаз содержит 35% An (№ 847) (см. микрофото, табл. I, фиг. 1 и табл. II, фиг. 1).

Кроме того, в породе обычны кварц и биотит и добавочный апатит.

7. ГРУППА ГРАНАТО-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Гранато-биотитовые гнейсы. Эта наиболее широко распространенная группа пород связана с описанными биотитовыми гнейсами постепенными переходами, что можно видеть как при полевых наблюдениях—постоянная перемежаемость обеих разностей, так и при изучении под микроскопом.

Переходные типы содержат ничтожное количество граната, или же это уменьшение количества граната происходит благодаря его изменению в биотит. В большинстве случаев такие разности определяются в поле как биотитовые гнейсы, и только последующее изучение их под микроскопом устанавливает в них присутствие реликтов граната (№ 534).

Подобно биотитовым гнейсам гранатовые гнейсы, в зависимости от содержания биотита и полевого шпата, обладают то светло-, то темносерым до черного цветом. На этом фоне обычно сланцеватой и средне- до крупнозернистой породы выделяются темнокрасные до темнорозоватых порфиробласты граната. Структура породы, таким образом, гетеробластическая. Количество и размеры порфиробласт граната от весьма редких и в несколько миллиметров в диаметре до значительного переполнения породы и 2—3 см, а иногда и больше, в диаметре (главным образом в гнейсах, содержащих, кроме граната, силлиманит и кордиерит).

Сланцеватость породы, как и для биотитовых гнейсов, выражена в различной степени.

Под микроскопом обнаруживается гетеробластическая структура. Текстура то резко сланцеватая (напр. № 547а), то типично сотообразная роговиковая (№ 748) (см. микрофото 2 на табл. I). Между этими типами существуют переходы, когда при вытянутости биотита по сланцеватости листочки его частью имеют лоскутообразный характер, облекая светлые минералы (№№ 636, 575).

Наконец, в некоторых случаях обнаружена была оригинальная сланцеватость по диагональным направлениям, пересекающимся под тупым углом.

По этим направлениям развивается биотит, образуя петлеобразную текстуру, в ячеях которой заключены светлые минералы и иногда гранат.

Очевидно такая линзовидная текстура является образованной путем кристаллизации биотита по плоскостям скольжения и кливажа, образовавшихся при дислокационном метаморфизме (бластомилониты).

Гранат обладает темнокрасным до розового цвета в штуфе и от беднорозового до бесцветного в шлифе и относится к альмандину и обыкновенному гранату. Обычно ксеноморфен (ксено-порфиробласты) или редко вырабатывает грани (110) и то изометричен—в разностях гнейсов с роговиково-подобной структурой, то вытянут по сланцеватости, превосходя в 2—3 раза свои размеры в направлении поперек сланцеватости (№ 1285). Внешние контуры граната обычно причудливо извилисты; обычно очень трещиноват и содержит вростки пойкилитического кварца очень неправильной формы. В одном случае (№ 984) порфиробласты граната, обладая округлой формой (при сланцеватости породы), включают зерна кварца, удлиненные в одном направлении и параллельно расположенные друг по отношению к другу.

Однако направление этой вытянутости зерен кварца располагается под углом около 30—40° по отношению к сланцеватости породы, очевидно свидетельствуя о вращении порфилобласт после их образования. Подобного рода рост граната, сопровождаемый вращением, описан был Флеттом (J. Flett, III, *138*, стр. 111) для гранатовых гнейсов.

Помимо кварца, гранат включает биотит и руду.

Часто наблюдается переход граната по трещинам в биотит, иногда идущий до полного вытеснения первого. Этим путем происходит образование некоторых биотитовых гнейсов за счет гранатового (№№ 534, 1260—1261). Изредка наблюдался переход граната по трещинам в хлорит.

Плагиоклаз—колеблющегося состава, изредка с содержанием 20—22% An, чаще 25,[1] 26, 27, 28, 29, и 30 %An, редко 38 и 44% An. Изредка наблюдалась нормальная зональность (или пятнами) с содержанием в центре 31% An и на краю 27% An и иногда до 7% (в виде узкой каймы (№ 534)—включение в олигоклазовые граниты). Двойники по альбитовому и, редко, периклиновому законом. Изредка наблюдался мирмекит. Плагиоклаз включает кварц, биотит, апатит, руду, изредка изменен в каолин (?), серицит и цоизит.

---

[1] $2V-78°$; $\perp$ (001) n_g 85°, n_m 6°, n_p 86°.

Кварц обычный, чаще обладающий волнистым погасанием. В сланцеватых гнейсах зерна сильно вытянуты по сланцеватости, превосходя в 2—3 раза размеры своего поперечника в направлении $\perp$ к сланцеватости (№ 1285).

Биотит обычно обладает по n_g — красно-бурым цветом $> n_p$ — бледножелтый. Иногда биотит обладает бурыми цветами, и в таких случаях удается наблюдать явления инъекции олигоклазовыми гранитами. В этих случаях, иногда, наблюдалось замещение биотита плагиоклазом (20% An) с сохранением скелета руды и рутила по биотиту в замещающем его плагиоклазе (№ 283). В подобных же случаях биотит иногда сопровождается эпидотом. Биотит часто включает циркон, окруженный полихроичными ореолами, и руду, иногда в значительном количестве. Наконец, изредка наблюдалось прорастание биотита кварцем—биотито-кварцевый симплектит Седерхольма (J. Sederholm, III, *250*, стр. 125), что указывает на образование биотита из минералов, содержащих бóльшее количество SiO_2, чем это потребно для его состава.

Добавочные минералы—циркон с полихроичными ореолами в биотите, апатит, руда—магнетит, иногда выделяющиеся мезостатически (в мигматитах), и изредка рутил (№ 748). В некоторых образцах встречен чешуйчатого характера непрозрачный минерал, напоминающий графит. Отметить следует, что графит наблюдался Веленом в слюдяных гнейсах с р. Паз из западной Лапландии (Ch. Rabot et Ch. Velain, II, *16*).

К постериорным минералам относятся кальцит (редко), хлорит и эпидот.

Подобного типа гранатовые гнейсы часто содержат небольшое количество мусковита, находящегося в параллельном срастании с биотитом. Но иногда количество его является значительным, и гнейс тогда становится двуслюдяным (напр. № 1282).

Изредка наблюдался турмалин (№№ 574, 1283, 1002), указывая на явления пневматолиза. Развитие и свойства турмалина тождественны таковому в слюдяных гнейсах (см. выше).

Наконец, в нескольких случаях (№№ 852, 1602) в гранатовых гнейсах описанного типа наблюдалась обыкновенная роговая обманка в ничтожной примеси.

Другой особенностью таких пород является появление в них эпидота, иногда с ортитом в ядре (эпидота) (№ 852), ассоциирующего с биотитом. Возможно, подобного типа породы генетически связаны с амфиболитами.

Подобно биотитовым гнейсам гранатовые гнейсы часто инъецируются гранитом.

В случае инъекции олигоклазовым гранитом в породе не происходит значительных изменений, и явления инъекции лучше распозна-

ются морфологически при полевых наблюдениях. Биотит таких гнейсов приобретает бурые цвета (№ 260). То же, повидимому, нужно отнести и к инъекции диоритами.

При инъекции микроклиновым гранитом морфология явления та же, что и для биотитовых гнейсов, и в породе появляется микроклин или микроклин-пертит в количествах от ничтожного до значительного. В некоторых случаях наблюдается разъедание граната и появление биотита (№ 1456), но в других случаях микроклин и гранат находятся в контакте друг с другом без всякого видимого изменения последнего. То же можно сказать и относительно окраски биотита—в одних случаях она становится бурой и даже зеленой (№ 1456), в других же остается прежней—красно-бурой (№ 1993). В последнем случае изменения граната в контакте с микроклином иногда не наблюдалось.

Плагиоклаз сохраняет приблизительно тот же состав (25% An), и появляется мирмекит.

Изредка наблюдался рутил (№ 1993) и выделение в мезостазисе руды—магнетита (№ 917).

К этим гранатовым гнейсам примыкают гранато-силлиманитовые и андалузитовые гнейсы.

Породы эти также чрезвычайно широко распространены, но распознаются в поле только в случае содержания большего количества хорошо развитых типичных минералов этой группы.

Гнейсы эти связаны постепенными переходами с биотито-гранатовыми гнейсами и разновидностями, бедными силлиманитом, кианитом и андалузитом, и обычно развиты в виде сравнительно тонких прослоев среди них, то постепенно переходя в них, то резко с ними разграничиваясь, или же слагают целые большие обнажения, т. е. появляются в больших массах, и тогда их взаимоотношения к другим разностям менее ясны.

Силлиманит макроскопически обычно обнаруживается в виде игольчатых прядей фибролита или, реже, призматических столбиков иногда очень крупных размеров (№№ 860 и 945).

Все сказанное в отношении минералогического состава и структуры гранатовых гнейсов может быть повторено и для гнейсов, содержащих силлиманит. Отметим лишь, что эти разности в большинстве обладают ясно выраженной сланцеватостью и иногда переполнены силлиманитом (№№ 860, 945) (см. микрофото, табл. I, фиг. 3). Плагиоклаз редко с содержанием 20% An, большей же частью с содержанием 23, 24, 25, 27, 29 и 32% An и редко 42% An, и, наконец, в гнейсе с т. Чурмуайвинч на Пулозере содержание An достигало 90% (!).

Силлиманит развит то в волокнистой форме, образуя спутанные пряди или линзообразные скопления, вытянутые по сланцеватости,

то в виде хорошо ограненных крупных призм (110). Редко пряди эти, или призмочки, располагаются одиноко между светлыми минералами, в большинстве же сопровождаются биотитом и иногда запылены включениями руды (№ 945). В исключительных случаях небольшое количество игол силлиманита наблюдалось заключенным в гранат (№ 71) и выделяется (?) вместе с биотитом по трещинам граната (№ 235), хотя надо отметить, что здесь же мелкие иглы силлиманита включены в участки граната. В некоторых случаях крупные призмы или пучки волокон силлиманита обнаруживают трещиноватость, схожую со спайностью кианита (№№ 977, 860), обнаруживая, может быть, свое возникновение по кианиту.

В некоторых породах (№№ 1452 и 945) силлиманит имеет очень малый + 2 V (изогиры креста биссектриссы едва расходятся).

Обр. № 277 гранато-силлиманитового гнейса с т. Куырпахк был проанализирован аналитиком ЦНИГРИ Е. Н. Егоровой.

Таблица 4

		Мол. числа	Формулы по P. Niggli
SiO_2	64.84	1.0752	si = 245
TiO_2	0.82	.0102	ti = 2.3
Al_2O_3	17.46	.1708	al = 39.7
Fe_2O_3	0.24	.0015	fm = 38.9
FeO	6.25	.0870	
MnO	0.06	.0008	
MgO	3.10	.0768	
CaO	2.03	.0362	c = 8.4
K_2O	1.81	.0191	alk = 12.8
Na_2O	2.25	.0362	
P_2O_5	0.06		k = 0.34; mg = 0.45; c/fm = = 0.21
Пот. при прок.	1.34		
H_2O гигр.	0.20		
Итого	100.46		

Перечисление анализа на модальный минералогический состав дает следующие результаты [при перечислении я пользовался таблицами Мэхони (D. Mahony, III, *208*), см. табл. 5].

Иногда в этих породах появляются, помимо биотита, мусковит (№ 235); или иногда мусковит развивается по силлиманиту, окружая в виде аггрегата пучки последнего и явно их поедая (№ 1278).

В некоторых разностях появляются турмалин вышеописанного характера (№ 574), свидетельствуя о пневматолизе.

Подобного типа породы иногда образуют грубые милониты (№ 947), в которых кварц и полевой шпат механически гранулированы и образуют полосы, расположенные между биотито-силлиманитовыми тяжами и рядами гранулированного граната (филлониты).

Таблица 5

	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	CaO	FeO	K_2O	MgO	H_2O	Fe_2O_3	P_2O_5	Cl	SiO_2		
Альбит $NaAlSi_3O_8$	2.25	3.71	13.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19.10	26.9
Анортит $CaAl_2Si_3O_8$	—	2.85	3.38	1.57	—	—	—	—	—	—	—	—	7.8	
Биотит $(H,K)_2(Mg,Fe)_2Al_2Si_3O_{12}$	—	3.94	6.95	—	2.76	1.81	1.55	0.34	—	—	—	—	17.34	
Альмандин $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	—	1.65	2.93	—	3.49	—	—	—	—	—	—	—	7.07	13.26
Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	—	1.31	2.32	—	—	—	1.55	—	—	—	—	—	5.17	
Гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	—	0.23	0.41	0.38	—	—	—	—	—	—	—	—	1.02	
Силлиманит Al_2SiO_5	—	3.77	2.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.99	
Магнетит Fe_3O_4	—	—	—	—	0.11	—	—	—	0.24	—	—	—	0.35	
Апатит $ClCa_5P_3O_{12}$	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—	0.06	0.01		0.15	
Рутил TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.82	0.82	
Кварц SiO_2	—	—	33.55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33.55	
Итого	2.25	17.46	64.84	2.03	6.36[1]	1.81	3.10	0.34	0.24	0.06	0.01	0.82	98.36	

[1] Сумма с MnO, входящим в гранат.

Состав плагиоклаза принят по оптическому анализу содержащим 29% Ап.

Гранат при перечислении на 100% содержит 53.31% альмандина, 38.76% пиропа и 7.93 гроссуляра.

Содержание MnO 0.45%, считая, что весь MnO относится к спессартину.

Наконец, среди гранато-силлиманитовых гнейсов встречаются прослои, совершенно не содержащие плагиоклаза и состоящие из биотита (мусковита), кварца, граната и силлиманита и добавочных—руды, циркона, апатита и, редко, плагиоклаза, т. е. биотито-гранато-силлиманитовые сланцы (№№ 234, 240, 709, 1697).

Гранато-силлиманитовые гнейсы при инъекции их гранитом дают мигматиты с различным содержанием полевого шпата. Плагиоклаз в таких случаях изменяется мало (27.30% Ап), но появляется иногда значительное количество мирмекита (№№ 731, 955) в сочетании с более кислым плагиоклазом (по сравнению с кварцем). В биотите изменения окраски не наблюдалось, но в некоторых породах и здесь возникал обильный биотито-кварцевый симплектит (№ 955). В гранате по трещинам появляется иногда биотит. Калиевый полевой шпат (ортоклаз, микропертит, микроклин и микроклинпертит) иногда образуется в значительном количестве. Наконец, иногда появляется значительное количество мусковита.

Гранато-кианитовые гнейсы частью распознаются только под микроскопом, но встречены были также и разности, в которых идиопорфибласты кианита достигают нескольких сантиметров в длину и переполняют породу, как, например, в кианито-гранатовых гнейсах с юго-западного склона т. Керц на р. Туломе (№ Г) или Чотзыш-вараки на Ното-озере. Кианит в этих породах обладает большей устойчивостью по отношению к выветриванию и выступает на поверхности скал в виде острых шипов (см. фото, табл. II, фиг. 2). Под микроскопом обнаруживается часто идиоморфный кианит с пойкилитическими врастками кварца и включением рутила.

В других случаях (№ 955а) кианит ассоциирует с мусковитом бледнозеленого цвета, повидимому, переходя в него, или с биотитом (№ 77).

Микролин в кианитовых гнейсах, возникший при инъекции гранита, наблюдался всего один раз (в районе на С от Ичяур).

Наконец, встречены были случаи одновременного присутствия в породе силлиманита и кианита (№ 1630), как, например, в гнейсе с вершины тундры Недкапрынч на восток от ст. Тайбола и на Рыпсис-вараке на Ното-озере. Оба минерала в породе не встречены в соприкосновении друг с другом, и первый образует игольчатые формы, а второй—крупные индивиды призматической формы.

Плагиоклаз этих пород содержит 30—33% Ап.

Андалузит в сочетании с силлиманитом был встречен в гнейсе из группы тундр Пак на водоразделе рр. Китовки и З. Лицы (№ 1323). Андалузит здесь обладает типичным бледно-розовым цветом, и в нем иногда заключены пучки силлиманита, растущие и расходящиеся к периферии зерна андалузита.

К гранато-силлиманитовым гнейсам примыкает группа силлиманитовых гнейсов, содержащих ставролит.

Гранато-ставролитовый гнейс с крупными идиопорфиробластами ставролита (до 1—1.5 см в длину) был обнаружен в виде пласта в кианитовом гнейсе на Чотзыш-вараке на Ното-озере. П. м. ставролит обнаруживает идиоморфизм и слабый полихроизм в голубовато-серых тонах и иногда находится в контакте с гранатом. Отметим еще, что плагиоклаз в этой породе содержит 7% An. В другом случае плагиоклаз обнаружил 25% An, и ставролит развит в виде мелких крестообразных двойников с слабым полихроизмом в желтых тонах (№ 1324).

Чаще наблюдались гранато-силлиманито-ставролитовые (№№ 1326 и 2007) и гранато-кианито-ставролитовые (№№ 74, 753, 7401) гнейсы. Плагиоклаз в этих породах содержит 25, 26, 29% An, силлиманит и гранат—иногда развиты в большом количестве, а мелкие крестообразные двойники лимонно-желтого ставролита[1] в виде редких, иногда заключенных в полевом шпате индивидов. Только гранато-ставролито-кианитовые гнейсы с южного склона т. Пак на р. Туломе обладают крупными порфиробластами всех этих трех минералов.

Гранато-кордиеритовые гнейсы. Этот тип породы пользуется также широким распространением и в большинстве случаев определим только при микроскопических исследованиях. Обнаруженные образцы в большинстве случаев оказались находящимися в ассоциации с силлиманито-(и кианито-) гранатовыми гнейсами.

Действительно, только один раз встретился образец кордиеритового гнейса без силлиманита на Чорж-тундре в районе среднего течения р. З. Лицы (№ 1535), в котором кордиерит перешел в изотропную (хлорит) субстанцию, окрашенную в бледно-желтый цвет.

В большинстве же случаев кордиеритовые гнейсы содержат гранат и силлиманит, но в одном образце не содержалось граната, и силлиманит в нем ассоциировал с андалузитом бледнорозового цвета (№ 1328, район Пак-тундры на водоразделе рр. З. Лицы и Китовки).

Количество кордиерита в таких породах изменчиво в широких пределах. При большом содержании кордиерит, как и гранат, образует ксено-порфиробласты, или чаще расположен по сланцеватости, будучи вытянут в этом направлении (как и гранат в сланцевых разностях). Обычно кордиерит полисинтетически сдвойникован (но не всегда) (см. микрофото, табл. I, фиг. 4), и двойниковые пластинки его расположены часто параллельно сланцеватости породы. Вокруг включений

[1] Обр. № 74, 2V (⊄) + 82° для ставролита и 2 V (⊄) — 81° для кианита.

циркона в кордиерите развиты полихроичные ореолы интенсивно желтого цвета и иногда очень значительного диаметра; $2V\ (\ddagger) + 74°$ (№ 647); $(\ddagger) + 72°$ (№ 647 А); $(\ddagger) + 81°$ (№ 69); $(\ddagger) + 84°$ (№ 70); $\rho > v$. Кордиерит почти всегда окаймлен войлоком силлиманита, или включает его иглы и призмы, вытянутые по сланцеватости и нередко включает биотит. Обычно кордиерит с силлиманитом и биотитом образуют слоики среди светлых минералов породы. Кордиерит очень часто изменяется в изотропную субстанцию светложелтого цвета—хлорит. Силлиманит этих пород имеет $2V\ (\ddagger) = +40°$ (№ 70). Плагиоклаз с содержанием 22% An редко и чаще с 24, 25, 26, 28, 29 и 32% An.

Изредка встречался турмалин.

Обр. № 1572 из окрестностей Мурманска гранато-кордиеритового гнейса с силлиманитом был проанализирован аналитиком ЦНИГРИ Е. Н. Егоровой.

Таблица 6

		Мол. числа	Формула по P. Niggli
SiO_2	56.07	.9298	si = 149.5
TiO_2	0.91	.0113	ti = 1.8
Al_2O_3	20.99	.2063	al = 33.1
Fe_2O_3	0.85	.0053	fm = 51.7
FeO	7.92	.1102	
MnO	0.08	.0011	
MgO	4.86	.2000	
CaO	1.62	.0289	c = 4.6
K_2O	3.15	.0334	alk = 10.3
Na_2O	1.92	.0310	
P_2O_5	0.05	.0003	
Пот. при прок.	1.62		k = 0.51; mg = 0.62 c/fm = 0.09
H_2O гигр.	0.10		
	100.14		

В двух образцах — с т. Агисуайвиш в районе Уртозера (№ 1374) и с т. Эльвыдынч между рр. Туломой и Колой (№ 1711) в кордиерито-силлиманито-гранатовом гнейсе встречена была зеленая шпинель (плеонаст) ксеноморфная, включенная в кордиерит или ассоциирующая с силлиманитом.

Подобно предыдущим типам пород гранато-силлиманито-кордиеритовые гнейсы при инъекции в них гранитов дают группу мигматитов, содержащих кордиерит, силлиманит и гранат. Плагиоклаз этих пород изменяется мало, содержа 25, 27, 28 и 30% An и часто образует мирмекит. В биотите, обладающем по ng красно-бурым цветом, отмечено присутствие сагинита. Кроме того, часто листочки его являются окруженными каемкой весьма тонкого кварцево-биотитового симплектита, сопровождаемого тонким игольчатым войлоком мусковита (или силлиманита?).

Отмечено также образование биотита в контакте калиевого полевого шпата с рудой в виде короны вокруг последней. В некоторых случаях происходит вытеснение кордиерита биотитом, окрашенным в бледные цвета.

Кроме того, кордиерит иногда образует здесь мирмекит с кварцем. Подобные мирмекиты кордиерита развиты иногда (№ 1380 и 1388) каймой вокруг граната (и биотита), нарастая к гранату, о чем можно судить по расхождению веерообразных вростков кварца по направлению к зерну граната. У кордиерита определено $2V\ (\ddagger) + 89°$ (№ 604).

Калиевый полевой шпат чаще является микроклином, но встречен был и ортоклаз — $2V\ (\pm) + 80$; $\perp (001)\ n_g\ 90,\ n_m\ 3,\ n_p\ 87°$ (№ 240). Чаще ортоклаз переходит в микроклин и микропертит. В некоторых образцах отмечено присутствие графита (непрозрачные листочки) и переход силлиманита в мусковит, окружающий первый в виде аггрегата.

В одном образце подобной породы было отмечено присутствие андалузита одновременно с силлиманитом (№ 1682).

Наконец, встречены были три образца пород из района т. Пак на р. Туломе (№ 1402), в которых кордиеритовые гнейсы содержат ставролит.

При этом в одном случае небольшое количество ставролита, заключенного в кордиерит, развито одновременно с изобильным гранатом, также частью окруженным кордиеритом (№ 1325), это гранато-кордиерито-силлиманито-ставролитовый гнейс. В другом же случае значительное количество ставролита, заключенного также в кордиерит, не сопровождается гранатом (№ 1327). Это кордиерито-силлиманито-ставролитовый гнейс. Интересно отметить, что характер развития ставролита в последнем случае напоминает участки разорванного кристалла граната (!)

Наконец, в гнейсе из района р. Туломы вместо силлиманита развиты крупные порфиробласты кианита совместно со ставролитом, и присутствует редкий гранат—это гранато-кианито-ставролитовый гнейс (№ 1402).

8. ГРУППА ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ

Пироксеновые гнейсы наблюдались среди гранатовых гнейсов северной полосы и главным образом на восток от Кольского фиорда и р. Туломы. Редкие маршруты и плохая обнаженность позволяли обнаружить их исключительно редкое распространение и западнее этой границы. Представление это, вероятно, изменится при детальных геологических исследованиях.

Другим затруднением в картировании этих пород является их внешнее сходство с биотитовыми гнейсами, благодаря присутствию

в них иногда обильного количества биотита, вследствие чего при беглых исследованиях могут создаваться не совсем правильные представления об их роли в строении отдельных районов.

Обычно это пластообразные залежи разнообразной мощности, от десятков сантиметров и до многих сотен и более метров, и соответственно этому большим протяжением по простиранию.

Приводим обзорную табличку наблюдавшихся типов пород и их минералогического состава.

Таблица 7

Плагиоклаз	Гранат	Микроклин	Кварц	Р. пироксен	М. пироксен	Амфибол	Биотит	Эпидот	Сфен	
+	−	−	+	+	+	(+)	+	−	−	Гнейсы: гиперст.-диопс.-амфиболов.
+	−	−	+	+	−	−	+	−	−	Гнейсы: гиперстеновый
+	−	−	+	−	−	+	+	−	+	Гнейсы: амфиболовый
+	−	+	+	(+)	−	(+)	+	−	−	Мигматит типа чарнокита
+	−	−	+	(+)	−	(+)	+	−	−	Гнейс биотитовый с гиперстеном
+	+	−	+	+	−	+	+	−	−	Гранато-гиперстеновый гнейс
−	+	−	+	+	−	(+)	−	−	−	Гиперстено-гранатовый сланец

Помимо того, следует здесь упомянуть подробно далее описываемые встречавшиеся среди гранатовых гнейсов перидотиты (лерцолит, верлит), пироксениты (оливиновый гиперстенит, гиперстениты амфиболовые, диопсидиты), амфиболовые габбро (амфиболит) с пироксеном и сопровождающие его гиперстено-диопсидо-магнетитовые (т. Вульбуайвинч) и диопсидо-магнетитовые сланцы (т. Эльвыдынч) и т. д.

Детальные исследования, несомненно, позволят установить гораздо большее разнообразие и большую распространенность этой группы пород.

Пироксеновые гнейсы описаны мною в главе V вместе с комплексом пироксеновых гнейсо-диоритов, в настоящем же разделе я остановлюсь на характеристике только нескольких разностей этой группы.

Биотитовый гнейс с гиперстеном (№ 710) встречен в нижнем течении р. Туломы. Это единственный случай встречи в биотитовом гнейсе гиперстена. Структура породы близка структуре сланцеватого горнфельза. Плагиоклаз содержит 41% Ап, биотит по n_g —красно-бурый, кварц. Гиперстен—одно зерно, переходящее в серпентин. Руда и графит (?).

Гиперстено-гранатовый гнейс (№ 1372) с т. Агисуайвиш состоит из основного плагиоклаза, частью замещающегося гранатом, частью

переходящего в слюдист от продукт, гиперстена, переходящего в амфибол, кварца и небольшого количества руды. Порода сильно окварцована.

Интересно отметить, что из встреченных выходов местонахождение этой породы является самым западным пунктом распространения комплекса гиперстеновых гнейсов.

9. ГРУППА АМФИБОЛИТОВ

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы нередко наблюдались только на территории северной и средней полос гранатовых гнейсов и не встречались, вероятно благодаря малому количеству наблюдений, в южной полосе. Несомненно, детальное исследование обнаружит их в еще более широком распространении.

Обычно это пластообразные залежи, в наблюдавшихся случаях, не особенно значительной мощности (до нескольких десятков метров), или тела ближе неизвестной формы залегания.

Приводим обзорную таблицу 8 встреченных здесь разностей этой группы пород и их минералогического состава.

Таблица 8

Плагиоклаз	Амфибол	Кварц	Авгит Мон.	Биотит	К. пол. шп.	Сфен	Гранат	Эпидот	Мусковит		
+	+	–	–	(+)	–	–	–	+	–	Метагаббро	
+	+	–	+	(+)	–	+	+	+	–	Гранатовое метагаббро	
+	+	+	–	(+)	–	–	–	–	–	Плагиоклазовый	амфиболит
+	+	+	–	+	–	–	–	–	–	Паргаситовый	
+	+	(+)	+	–	–	(+)	–	–	–	Пироксеновый	
+	+	–	+	–	–	–	+	–	–	Гранато-пироксеновый	
+	+	(+)	–	(+)	–	+	+	–	–	Гранатовый	
+	+	+	–	+	–	+	–	+	–	Микроклиновый	
+	+	+	–	+	+	+	–	(+)	–	Амфиболо-биотито-микроклиновый	гнейс
+	+	+	–	+	–	(+)	–	(+)	–	Амфиболо-биотитовый	
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	Амфиболо-биотито-пироксеновый	
+	+	+	–	+	–	–	–	–	–	Антофиллитовый	
–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	Амфиболовый	сланец
–	+	+	–	+	–	–	+	–	–	Куммингтонито-гранатовый	

Сводное описание перечисленных здесь типов пород сделано, по совокупности, при описании комплекса амфиболитов и амфиболовых гнейсов; здесь же остановимся кратко на некоторых из перечисленных разностей пород—на паргаситовых амфиболитах (№ 1280а и № 723) и на куммингтонито-гранатовом сланце или фельзе (№ 756) и, наконец, на антофиллитовом гнейсе (№ 649).

Паргаситовый амфиболит из окрестностей г. Колы (№ 723) содержит плагиоклаз и две разности амфибола и обладает типичной кристаллобластической структурой.

Плагиоклаз большей частью изменен, но в сохранившихся участках было определено: $\perp$ (010) n_g 43.5°, n_m 65°, n_p 57°; 93% An.

Амфиболы: 1) актинолит; $n_g : c = 15-16°$; $\rho > v$; $n_g = n_m$ бледно-зеленый $> n_p$ бледно-желтый, 2) паргаситового характера 2V близок $+$ $+90°$; $\rho < v$ сильная; $n_g : c = 20°$ бесцветный; $(n_g - n_p) = 0.027°$; срастаются в параллельном положении, переполнены включениями кварца. Добавочные—кварц, руда и апатит.

В другом образце паргаситового амфиболита плагиоклаз содержит 40% An (280 а).

Гранато-куммингтонитовый сланец (фельз) обнаружен был в обнажении на левом берегу р. Туломы, у порога Калепуха (обн. 1028), в виде пластообразной залежи (линза) среди развитых здесь биотитовых, гранато-ставролитовых и гранато-кианитовых гнейсов. Граница между этими породами и амфиболо-гранатовым фельзом не резкая (на-глаз), быть может, благодаря многочисленным полевошпатовым и кварцевым жилкам.

В лежачем боку сланца располагается биотитовая порода (сланец), мощностью до 10 см, с редкими выделениями молибденита (№ 756—758), как и в кварцевых жилках.

Следует, наконец, еще отметить, что в гранатовых гнейсах встречаются участки, обогащенные (послойно) турмалином.

Куммингтонито-гранатовый сланец имеет грубо сланцеватое сложение и содержит крупные зерна граната красного цвета, между которыми располагаются кварц, амфиболы и мезостатически развитой пирит, видимый на-глаз. Добавочные апатит и ортит (?) в амфиболе, последний окружен полихроичным ореолом.

Гранат-альмандин—главная составная часть породы—включает кварц, руду, амфибол. Два амфибола—один принадлежит роговой обманке актинолитового характера ($n_g : c = 16°$) и другой бесцветный $n_g : c = 18°$ близок по свойствам к куммингтониту магнетитовых сланцев с Кольского фиорда. Амфиболы срастаются друг с другом в параллельном положении и часто сдвойникованы полисинтетически Кварц имеет характер жильного и не имеет волнистого погасания. Пирит развит в мезостазисе и по трещинам минералов.

Опробование породы на содержание Au и Ag, произведенное в химической лаборатории б. Геологического. комитета аналитиком К. И. Аргентовым, дало отрицательные результаты.

Антофиллитовый гнейс (№ 649) по структуре и текстуре аналогичен гиперстено-биотитовым гнейсам (№ 738), но вместо гиперстена здесь развит антофиллит: $2V\ (\mp) + 79°$; спайность под углом 55.5° и выход—острой биссектрисы; бесцветный. Плигиоклаз с 44% An и изменен почти нацело; кроме того, в породе содержатся кварц и биотит. Пластообразная залежь этой породы встречена на речке Сластим у водопада на Шонгуй-вараке.

ГЕНЕЗИС ПОРОД КОМПЛЕКСА ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

10. ГЕНЕЗИС КОМПЛЕКСА ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ПРИРОДА ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

Точное определение природы исходного материала, из которого образовался какой-либо кристаллический сланец, представляет, в большинстве случаев, одну из труднейших проблем петрологии.

В изучаемом нами случае определение природы описанных групп биотитовых и гранатовых гнейсов, благодаря полной перекристаллизации исходного материала и последующей инъекции гранитом, является еще более сложным.

В породах этих не сохранилось никаких реликтов структуры исходной породы, которая могла бы послужить ключом к их пониманию. Структура некоторых слюдных гнейсов (тоже и гранатовых), названная мною в 1923 г. бластопсаммитовой (II, *51*, стр. 938) с успехом образуется, как показало последующее исследование, при изменении (сланцеватых) амфиболитов под влиянием имбибиции в них гранитных растворов, когда развивающийся из амфибола биотит образует листочки, лоскутки, облекающие вместе с другими минералами более крупные зерна светлых минералов—полевого шпата и кварца. Следовательно, такая структура может быть типичной роговиковой структурой, образующейся при изменении разнообразных пород, например, амфиболитов. С другой стороны, совершенно подобную структуру, образующуюся в результате контактового изменения осадочных пород описывает Швенкель для гнейсов (Sedimentgneis) Шварцвальда (H. Schwenkel, III, *237*, стр. 289—292).

Очевидно, поэтому, что описанная нами структура биотитовых и гранатовых гнейсов может служить только некоторым косвенным указанием на возможную седиментогенную природу исходного материала.

То же самое можно сказать и относительно текстуры описанных пород. Слоистая текстура пород изучаемого комплекса, постоянная

перемежаемость различных типов пород и, наконец, переходы этих типов друг в друга, все это типично для пород осадочного происхождения, но, к сожалению, не является вполне решающим критерием, так как, с одной стороны, весьма близкие и даже подобные текстуры, вплоть до образования полос разного минералогического состава, могут возникнуть, благодаря диференциальным движениям, и у милонитов или, вернее, у бластомилонитов (см. W. Seidlitz, III, *257*; P. Termier III, *271* стр. 1550; R. Staub, III, *67*; P. Quensel, III, *224*, стр. 65; E. Knopf, III, *194*), с другой же стороны, первичная слоистая (флюидальная) текстура общеизвестна и для многих магматических пород, как-то: нефелиновые сиениты, полосатое габбро, так называемые первичные гнейсограниты, как увидим далее, автомигматиты и т. под.

Химико-минералогический состав отдельных пород комплекса гранатовых гнейсов, как уже мы видели, в значительном числе случаев несет отпечаток аддитивного метаморфизма, благодаря постоянной имбибиции и инъекции в гнейсы гранитов и образованию различных типов настоящих мигматитов.

Очевидно, что только по отдельным горизонтам тех типов пород, в которых ни полевые наблюдения, ни микроскопическое исследование не устанавливали влияния пневматолиза и инъекции, можно составить себе приближенное представление о химическом составе первоначального материала.

В дальнейшем при описании комплекса слюдяных гнейсов мною разобран, с этой точки зрения, химический состав биотитового гнейса, тождественного только что описанным слюдяным гнейсам (из комплекса гранатовых гнейсов).

Особенности химического состава этих гнейсов, а именно: 1) превышение содержания Al_2O_3 над суммой содержания $CaO + Na_2O + Ka_2O$, 2) превышение содержания Ka_2O над Na_2O указывают на близость их химического состава к составу глинистых осадочных пород, даже при том условии, что содержание MgO (2.79%) несколько ниже содержания CaO (3.17%) (см. главу III).

Если перейти к рассмотрению приведенных анализов гранатовых гнейсов то к этим чертам, здесь еще резче выраженным, присоединяется и значительное превышение содержания MgO над CaO. Меньшее содержание K_2O чем Na_2O в гранатовом гнейсе № 1271, быть может, связано с тем, что анализирована была порода, сравнительно мало содержащая биотита (лейкократовая).

Все это указывает на скопление в этих породах, с одной стороны, нерастворимых компонентов (Unlöslich, по Бекке) (F. Becke, III, *74*) Al_2O_3 и MgO и, с другой стороны, абсорбируемого (коллоидальными глинистыми продуктами выветривания) K_2O, т. е. говорит о седиментогенной природе первоначального материала комплекса гранатовых гнейсов и слюдяных (частью) гнейсов.

Наконец, не лишнее еще указать на постоянное присутствие в наших гнейсах округленных (окатанных) зерен циркона с расположением (иногда) своим удлиненным направлением параллельно сланцеватости породы. По Хрущеву, (III, *97*, стр. 428) а позже и Трумену (I. Trueman, III, *281* стр. 228 и 300), такая форма (окатанная) циркона является унаследованной от периода его осаждения, т. е. является реликтовой формой („Leitfossil", по Хрущеву) осадочной породы (ср. и у Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, III, *32*, стр. 284).

Таким образом, из изложенного выше вытекает, что имеется ряд оснований, позволяющих предполагать, с известной долей вероятности, что группа слюдяных и гранатовых гнейсов образована частично из материалов седиментогенной природы, принадлежавших к типу глинистых образований, что и было высказано мною еще в 1917 и 1923 гг (II, *45*, стр. 594 и II, *51*, стр. 935), и частью, может быть, из материалов эруптивной природы (кислые эффузивы и их туфы), впоследствии сильно подвергшихся изменению (процессам выветривания), которое привело к обогащению этих пород глиноземом.

Образование минералогического состава пород комплекса. Если принять указанное положение об единой природе исходного материала, то минералогические ассоциации описанных групп пород можно рассматривать также в единой и неразрывной связи друг с другом.

В синоптической таблице 9 изображен минералогический состав 39 типов кристаллических сланцев, объединенных в подгруппы по минералогическому составу и по некоторым генетическим особенностям.

Во главе таблицы поставлена группа слюдяных гнейсов, как обладающая простейшим минералогическим составом.

Биотито-плагиоклазовый гнейс является основным представителем этой группы, в котором явных признаков явлений аддитивного метаморфизма усмотреть было нельзя.

Таблица 9

Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Гранат	Силлиманит	Кианит	Андалузит	Кордиерит	Шпинель	Ставролит	Ортоклаз Микроклин	Мусковит	Турмалин	Амфибол	Эпидот	
+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	Биотитовые гнейсы и мигматиты
+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	Биотитовые гнейсы с силлиманитом и кианитом
+	+	+	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
+	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	
+	+	+	—	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	

Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Гранат	Силлиманит	Кианит	Андалузит	Кордиерит	Шпинель	Ставролит	Ортоклаз Микролин	Мусковит	Турмалин	Амфибол	Эпидот	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Гранатовые гнейсы и мигматиты
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	+	–	–	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Гранато-силлиманитовые и кианитовые гнейсы и мигматиты
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	+	+	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	+	+	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	+	–	–	–	–	–	+	–	–	–	
+	+	+	+	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	Гранато-силлиманито-ставролитовые гнейсы
+	+	+	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–		–	
+	+	+	+	–	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	+	–	–	–	+	–	–	+	–	–	
+	+	+	–	+	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	Гранато-силлиманито-кордиеритовые гнейсы и мигматиты
+	+	+	+	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	+	–	–	+	–	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	–	+	–	–	+	+	–	–	–	
+	+	+	+	+	–	+	+	–	–	+	–	–	–	–	То же со ставролитом
+	+	+	+	+	–	–	+	–	+	–	–	–	–	–	
+	+	+	+	–	+	–	+	–	+	–	–	+	–	–	
+	+	+	–	+	–	–	+	–	+	–	–	–	–	–	

Что касается до представителей этой группы, содержащих мусковит, то очевидно, что этот минерал образовался или вследствие недо-

статка в породе MgO и (FeO), нужных для образования биотита, или же при проникновении в гнейсы гранитовых растворов.

Может быть, случаи, в которых мусковит образует параллельные срастания (стопочки) с биотитом, должны относиться к первой возможности. Образованию мусковита при инъекции гранитных растворов должны сопутствовать присутствие воды и температурные условия, при которых мусковит является устойчивым.

Таким образом, часть биотито-мусковитовых гнейсов, может быть, относится к породам, в которых происходили аддитивные процессы.

Когда в таких породах присутствует еще турмалин, то пневматолитическая стадия процесса привноса вещества становится совершенно очевидной, и она то и приводит к образованию разностей гнейсов, содержащих мусковит и турмалин.

Инъекция, помимо того, приводит и к образованию разностей, содержащих калиевый полевой шпат, обычно—микролин. Конечно, нельзя утверждать, что калиевый полевой шпат таких слюдяных гнейсов всегда является привнесенным инъекцией, но макроскопическая морфология наблюдавшихся явлений позволяет все же это предполагать для многих случаев. Очевидно, в отличие от образования мусковитовых разностей такие мигматиты образовались или в температурном интервале, при котором мусковит является неустойчивым, или же при отсутствии воды.

Итак, пневматолиз и инъекция здесь приводят только к образованию гнейсов, содержащих мусковит, турмалин и, наконец, калиевый полевой шпат,—или уже собственно мигматитов с различной степенью насыщения полевым шпатом.

Из других минералогических изменений, свойственных этим мигматитам, следует отметить изменение первоначальной красно-бурой окраски биотита в бурую или зеленовато-бурую. Очевидно, что это явление надо приписать образованию в биотите закисного железа (силиката) за счет окисного железа (силиката), о чем можно судить по преобладающему содержанию в различных биотитах то Fe_2O_3, то FeO (ср. между собою различные анализы биотита кристаллических сланцев №№ 6—10, приведенные у Розенбуша (H. Rosenbusch, A. Osann, III, *234*, стр. 655).

Подобное изменение надо приписать действию магматических эманаций, в определенном температурном интервале, тогда как красно-бурый цвет биотита, обычный для наших биотитовых гнейсов, возникает, вероятно, в результате обычного термального воздействия.

Типы биотитовых гнейсов, содержащие силлиманит (и кианит), образуются, очевидно, при избытке глинозема в сравнении с его содержанием в обычном биотитовом гнейсе. Здесь интересно отметить, что подобного типа порода содержит всегда небольшое количество

мусковита, а в некоторых случаях можно было наблюдать и образование его за счет силлиманита.

Очевидно, такой процесс происходит также при привносе гранитными растворами K_2O и H_2O.

Образование мусковита в таком случае может быть изображено известным уравнением (G. Tyrell III, *282* стр. 294):

$$Al_2SiO_5 + KAl_2Si_3O_8 + H_2O \rightleftarrows H_2KAl_3(SiO_4)_3 + SiO_2 \qquad (1)$$

Реакция идет вправо только в температурном интервале, при котором мусковит является устойчивым.

Появление в некоторых случаях турмалина (биотито-кианитовый гнейс с турмалином) указывает на пневматолитический характер этого процесса.

Одновременное присутствие в некоторых разностях силлиманита и кианита и псевдоморфоз—первого по последнему—указывает на не вполне законченный процесс инверзии, т. е. ложное равновесие.

Следующая обширная группа пород, содержащих всегда гранат, распадается на ряд подгрупп в зависимости от присутствия других типичных минералов.

Появление здесь граната состава альмандина (или обыкновенный гранат), повидимому, указывает на повышение содержания Al_2O в породе в сравнении с биотитовыми гнейсами.

Гранат этих пород постоянно включает пойкилитический кварц что, вероятно, является результатом реакции между соединениями, содержащими больше SiO_2, чем это нужно было для его образования Однако реликтов каких-нибудь таких минералов не было обнаружено

Реакция с подобными результатами может быть легко представлена следующим уравнением:

$$3FeSiO_3 + Al_2SiO_5 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2 \qquad (2)$$

или как себе этот процесс представляет Эсколя (P. Eskola, III, *123*, стр. 33—44):

$$4RSiO_3 + R_2Al_4Si_5O_{18} = 2R_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2 \qquad (3)$$

Здесь реакция происходит между антофиллитом и кордиеритом, и в случае, если в породе больше FeO, чем MgO, происходит образование альмандина на ряду с антофиллитом и кордиеритом.

В наших гнейсах гранат содержит несколько гроссуляра, о чем можно судить по данным перечисления валового анализа на модальный минералогический состав, по которому альмандин обр. № 1277 содержал 7.93% гроссуляра, а также и по тому, что гранат иногда замещается аггрегатом—биотита, плагиоклаза и кварца (см. табл. 5).

При таком составе граната можно представить себе и третью возможность его образования за счет метасиликата магния и железа (или ортосиликата) и анортита по реакции

$$Fe\,Mg\,Si_2O_6 + Ca\,Al_2Si_2O_8 = Ca\,Fe\,Mg\,Al_2Si_3O_{12} + SiO_2 \qquad (4)$$

т. е. идет образование известь-содержащего альмандина.

К подгруппе собственно гранатовых гнейсов относятся представители, не обнаруживающие значительных признаков аддитивного процесса, и ряд таких, которые, аналогично слюдяным гнейсам, содержат мусковит, турмалин и калиевый полевой шпат, т. е. частью с признаками влияния пневматолиза, и частью инъецированные гнейсы и мигматиты.

В породах этой последней группы отмечено было новое минеральное превращение—это замещение граната биотитом, иногда сопровождаемое образованием плагиоклаза. Процесс этот идет по трещинам граната и в своей постериорности не возбуждает никаких сомнений. Совершенно очевидно, что изменение это возникает в гранате, содержащем примесь MgO (обыкновенный гранат), при привносе K_2O и H_2O и, наконец, в температурном интервале, при котором биотит является устойчивым. Реакция превращения может быть изображена следующим образом:

$$2(Mg,Fe)_3\,Al_2Si_3O_{12} + 2K\,Al\,Si_3O_8 + 2H_2O = \\ = 2H_2\,K\,Al_3\,Si_3O_{12}\cdot 3(Mg,Fe)_2\,SiO_4 + 3SiO_2 \qquad (5)$$

Иногда новообразующийся в трещине граната биотит сопровождается не только кварцем, но и плагиоклазом (!) Наконец, в некоторых гранатовых гнейсах было отмечено присутствие округлой формы телец, состоящих из мелкозернистого аггрегата минералов кварца, плагиоклаза, биотита и граната с гранобластической структурой. Мелкие зерна граната имеют здесь изъеденные контуры.

Весьма возможно, что такие образования возникли за счет граната также при воздействии имбибирующих гранитных растворов, как показано уравнением (5), а плагиоклаз, может быть, мог возникнуть за счет известковистого граната и альбита, приносимого в растворе.

Если в мигматите калиевый полевой шпат и гранат находятся в контакте без видимого изменения последнего, то очевидно, при инъекции не было воды, или же вероятнее: выделение калиевого полевого шпата происходило в температурном интервале, при котором биотит является неустойчивым.

Сюда же отнесены мною гранатовые гнейсы с примесью амфибола и биотито-гранатовые сланцы, т. е. породы, почти не содержащие полевого шпата. Возможно, что первый из этих типов пород генетически связан с амфиболитами или амфиболовыми гнейсами

и возникал из них при имбибиции или инъекции гранитами. Процесс этот будет разобран далее на других примерах.

Следующая подгруппа гранато-силлиманитовых, кианитовых и андалузитовых гнейсов очевидно содержит еще большее количество Al_2O_3 уже не связанного в алюмосиликатах Mg, Fe, K, как в подгруппе гранатовых гнейсов.

Интересно отметить, что силлиманит в этих гнейсах иногда является включенным в гранат (!).

С другой стороны, Кранк и Вегманн (E. Krank, C. Wegmann, III, *328*, стр. 10) указывают, что в кинцигитах андалузит может возникнуть при воздействии калиевого полевого шпата гранита (при инъекции) на ранее существующий гранат по уравнению:

$$\underset{\text{микролин}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{гранат}}{4(Mg, Fe)_3Al_2Si_3O_{12}} = \underset{\text{биотит}}{H_4K_2Al_6O_{24}6(Mg, Fe)SiO_4} + \underset{\text{андалузит}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{кварц}}{4SiO_2} \quad (5a)$$

Возможность такого образования силиката глинозема нельзя отрицать и для изучаемого комплекса, но обычно в изученном материале наблюдалось, что образование биотита за счет граната не сопровождалось выделением силлиманита, т. е. скорее шло по уравнению 5.[1]

Изредка силлиманит ассоциирует с кианитом (ложное равновесие), и один раз встречено сочетание силлиманита с андалузитом (также ложное равновесие). То, что пучок волокон силлиманита имеет центр роста внутри кристалла андалузита, позволяет предполагать об его образовании за счет последнего.

К этой же группе пород причислены мной гранато-силлиманитовые сланцы, не содержащие полевого шпата.

Гранато-силлиманитовые гнейсы, подобно предыдущим подгруппам, дают ряд пород с признаками аддитивного метаморфизма, т. е. содержат иногда мусковит и турмалин вплоть до инъецированных разностей с калиевым полевым шпатом.

Новыми минералообразованиями в этих породах являются мирмекит полевого шпата и кварца с обычными взаимоотношениями и и генезисом (см. F. Becke, III, 76 и I. Sederholm, III, 250) и кварцево-биотитовые мирмекиты (симплектиты). Последний свидетельствует об образовании биотита за счет соединения, более богатого кремневой кислотой, чем это необходимо для его состава. Такими соединениями могут быть метасиликат Mg и Fe (амфибол или пироксен) или же кордиерит (см. далее).

[1] Или наблюдалось, что силлиманит включен как в биотите (постериорном), так и неизмененном гранате.

Следующая подгруппа гранато-силлиманито-ставролитовых гнейсов является, по составу, примыкающей непосредственно к только что рассмотренной.

Если образование ставролита рассматривать как реакцию взаимодействия компонентов состава андалузита и железистого граната, как это делает Эскола (P. Eskola, III, 125, стр. 70), то такие породы должны быть также богаты глиноземом, как и предыдущая группа. Следует, однако, отметить, что указание на образование ставролита в породах, богатых глиноземом, было сделано Н. И. Свитальским уже в 1915 г. (III, *45*, стр. 32). Реакция образования ставролита, приводимая Эскола, изображается следующим уравнением:

$$23Al_2SiO_5 + 4Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3H_2O = 6HFe_2Al_9Si_2O_{24} + 23SiO_2 \qquad (6)$$

Присутствие и участие в реакции H_2O требует, очевидно, особых термодинамических условий для образования ставролита. При отсутствии этих условий и воды, очевидно, гранат и силлиманит могут ассоциировать друг с другом, не реагируя, что и было отмечено мною еще для группы гранато-силлиманитовых гнейсов.

С другой стороны, Суцуки (Suzuki, III, *269*, стр. 128) указывает, что андалузит во встреченной им ассоциации андалузит + ставролит в слюдяных гнейсах является постериорным (вторичным) минералом, образовавшимся при разложении ставролита по реакции:

$$\underset{\text{ставролит}}{6(SiO_2)_6Al_5(FeMg)(OH)} + \underset{\text{мусковит}}{(SiO_4)_3Al_3KH_3} + 6SiO_2 = \underset{\text{андалузит}}{15(SiO_5)Al_2} +$$
$$+ (SiO_4)_3\,Al_3\,K\,H_2 \cdot \underset{\text{биотит}}{(SiO_4)_3(Fe\ Mg)_6} + H_2O \qquad (7)$$

Минеральная ассоциация нашего гранатового гнейса заставляет предполагать наиболее вероятным существование процесса в форме указанной Эскола.

Следует отметить, однако, что одновременное присутствие в породе ставролита, граната и силлиманита, (или кианита) указывает, очевидно, на незаконченный процесс трансформации или на установившееся ложное равновесие.

В одном образце такого гнейса был встречен турмалин, что указывает на сопровождавшие этот процесс явления пневматолиза.

Следующая подгруппа пород — кордиерито-гранато-силлиманитовые гнейсы, очевидно, кроме избыточного глинозема, содержит большее количество MgO, связанного в кордиерите, образование которого может быть выражено общеизвестным уравнением (см. V. Goldschmidt, III, *150*):

$$2\,MgSiO_3 + 2Al_2SiO_5 + SiO_2 = Mg_2Al_4Si_5O_{18} \qquad (8)$$

Редкое присутствие в этих породах зеленой шпинели подтверждает наличие избытка глинозема, что было выражено Тилли следующим уравнением (E. Tilley, III, *277*, стр. 101):

$$Mg_2Al_4Si_3O_{18} + Al_2O_3 \rightleftarrows 2\,MgAl_2O_4 + 5\,Al_2SiO_5 \qquad (9)$$

С другой стороны, Кранк и Вегманн (III, *328*) указывают, что образование кордиерита в кинцигитах южной Финляндии связано с метасоматизмом магнезиальных растворов, который сопровождали инъекцию постботнийских микроклиновых гранитов. Эскола образование кордиерита в районе Ориярви связывает с метасоматизмом магнезиальных растворов, сопровождающих интрузию олигоклазовых гранитов (P. Eskola, III, *127*).

При моих маршрутных исследованиях не могло быть собрано достаточно детального материала (при относительно плохой обнаженности), чтобы сделать суждение о возможности подобного способа образования кордиерита в изучаемом комплексе. Но мне думается, что скопление кордиерита в отдельных прослойках, как и граната, может быть, можно объяснить и явлениями метаморфической дифференциации (P. Eskola, III, *314*).

В мигматитах этих гнейсов интересно образование биотитокварцевых симплектитов, возникающих, вероятно, за счет реакции между кордиеритом и калиевым полевым шпатом в присутствии воды. Этот процесс может быть представлен уравнением, которое дает Эскола (III, *123*, стр. 79).

$$2\,KAlSi_3O_8 + Mg_2Al_2Si_5O_{18} + 2H_2O = H_2KAl_3Si_3O_{12}Mg_2SiO_4 + \\ + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 4SiO_2 \qquad (10)$$

В породах, содержащих калиевый полевой шпат и кордиерит в контакте друг с другом, очевидно, или не было необходимой для приведенной реакции воды, или же образование калиевого полевого шпата совершалось при температуре выше пределов устойчивости биотита и мусковита.

В возникающих симплектитах, как мы видим, кроме кварца, образуется войлок мусковита.

Наконец, в нескольких случаях гранато-силлиманито-кордиеритового гнейса был встречен ставролит. При этом ассоциация этого минерала с кордиеритом, при отсутствии граната, и характер развития в виде псевдоморфозы по гранату в одних случаях, и одновременное присутствие граната в других породах, граната, иногда окруженного кордиеритом, все это позволяет предполагать и здесь постериорное образование ставролита по гранату путем реакции взаимодействия граната и силлиманита в присутствии воды—[реакция Эскола (6)].

Но возбуждает интерес в этом случае появление кордиерита в ассоциации с гранатом или со ставролитом, и возникает вопрос, не происходило ли его совместное образование за счет изоморфной подмеси пиропа в гранате по следующей реакции:

$$(2\,Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 4Al_2SiO_5 + 5SiO_2 = 3Mg_2Al_4Si_5O_{18} \qquad (11)$$

Возможно, что образующийся так кордиерит содержит некоторое количество FeO. На случай образования кордиерита из граната указывает для кинцигитов Вальдман (L. Waldmann, III, *293*, стр. 6).

Если такая реакция вероятна, то в случае магнезиально-железистого граната (обыкновенного) и в присутствии воды может происходить одновременное образование ставролита и кордиерита и кварца по следующему уравнению:

$$(2\,Mg_3Al_2Si_3O_{12} \cdot 4\,Fe_3Al_2Si_3O_{12}) + 27\,Al_2SiO_5 + 3\,H_2O = 3\,Mg_2Al_4Si_5O_{18} + 6\,HFe_2Al_9Si_2O_{24} + 18\,SiO_2 \qquad (12)$$

При этом очевидно, что часть SiO_2—($5\,SiO_2$), выделяющейся при образовании ставролита, расходуется на образование кордиерита. Случаи расположения ставролита в кордиерите были описаны Вальдманом для кинцигитов (Waldmann, III, *293*, стр. 7).

Впрочем одновременное образование граната и кордиерита может возникнуть и при реакции между метасиликатом Mg и Fe и силлиманитом:

$$(2\,MgSiO_3 \cdot 3FeSiO_3) + 3Al_2SiO_5 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2Al_4Si_3O_{18} \qquad (13)$$

Условия образования комплекса гранатовых гнейсов. Если оставить в стороне группу мигматитов, то из вышеизложенного ясно, что все перечисленное разнообразие пород изучаемого комплекса можно подразделить на группы:

1) Биотитовых гнейсов, иногда с силлиманитом и кианитом.

2) Группу гранатовых гнейсов, частью с силлиманитом, кианитом и андалузитом и, наконец, кордиеритом и шпинелью.

3) Группу ставролито-гранатовых гнейсов с кианитом, силлиманитом и, иногда, кордиеритом.

Об условиях, в которых происходит образование подобного типа пород, можно судить по наличию минералов кианита, андалузита, силлиманита, граната, кордиерита и, наконец, ставролита.

Минералогический состав биотитовых гнейсов указывает на их образование в условиях катазоны Грубенманна. Это подтверждается присутствием минерала силлиманита, иногда ассоцирующего с кианитом и, вероятно, возникшего за счет последнего.

Ассоциация обоих минералов друг с другом указывает на ложное равновесие и на существовавшее изменение условий при образовании силлиманита.

К сожалению, еще нет достаточно точных экспериментальных исследований относительно пределов устойчивости полиморфных модификаций кианит-андалузит-силлиманит. Известно для них монотропное изменение и образование при высокой температуре наиболее устойчивого силлиманита (H. Seifert, III, *258*, стр. 192; A. Peck, III, *223*, стр. 253). Точку перехода кианита в силлиманит В. И. Вернадский нашел экспериментально между 1320—1380° (III, *285*, *286*).[1] Допускать в наших условиях столь высокую температуру нагревания пород вряд ли будет правильно. Ясно лишь, что первоначальная фаза—кианит при нагревании в контакте с интрузией гранита—переходила в силлиманит. По Грубенманну мы имеем в таком случае дело с переходом от условий мезозоны (кианит) к условиям катазоны (силлиманит). С другой стороны, интересно отметить, что Эсколя, считая кианит минералом эклогитов, образующимся совместно с другими компонентами, обладающими чрезвычайно высокой плотностью, думает, что, для их образования необходимо очень высокое давление (exceptional pressure) (P. Eskola, III, *122*, стр. 82).

В группе гранатовых гнейсов частое присутствие кианита с силлиманитом, андалузита с силлиманитом и, наконец, одного силлиманита должно расцениваться таким же образом, как это сделано и для биотитовых гнейсов.

Очевидно, гнейсы с силлиманитом образовались при более высокой температуре, что допускает также и Эсколя для некоторых районов области Ориярви в Финляндии (III, *123*, стр. 88), а с кианитом при более высоком давлении.

Кордиерит является типичным контактовым минералом или минералом катазоны (Grubenmann-Niggli, III, *153*, стр. 386). Возможность одновременного образования кордиерита с гранатом, согласно уравнению 13 (см. выше), быть может, проливает свет и на возможные условия образования последнего.

По вопросу об условиях образования граната в кристаллических сланцах (и магматических породах) нет еще достаточной ясности.

Грубенманн и Ниггли (Grubenmann, III, *152*; Grubenmann-Niggli, III, *153*, стр. 376—401) приписывают гранату универсальное распространение во всех трех зонах метаморфизма, приурочивая пироп к катазоне, альмандин к мезозоне и марганцовый альмандин и спессартин к эпизоне.

Действительно, пример образования хлорито-гранатового филлита, описанный Карстенсом (C. Carstens III, *95*, стр. 229) для ордовичских отложений Трондьема в Норвегии, прекрасно характеризует обра-

[1] Проф. Д. С. Белянкин мне указал, что вероятнее всего при эксперименте В. И. Вернадского получался не силлиманит, а муллит, тогда неизвестный. Очевидно поэтому, что синтез силлиманита до сих пор не осуществлен и приведенная температура не может указывать на условия образования силлиманита.

зование граната в условиях эпизоны. Гранат — здесь является марганцовым альмандином (до 12% MnO) и выделяется даже раньше стильпномелана (и альбита, позже привнесенного). Карстенс предполагает, что стильпномелан начал образовываться только тогда, когда весь избыток глинозема был израсходован на образование граната и когда возможно стало образование железисто-магнезиального силиката, бедного глиноземом. Экспериментальное исследование, при котором Карстенсом был получен хлорит при температуре 320° и давлении около 110 атм., подтверждают возможность образования этих минералов в условиях эпизоны (III, *95*, стр. 247).

Гольдшмидт точно так же установил для филлитовой зоны области Ставангер в Норвегии присутствие железисто-марганцевого граната (V. Goldschmidt, III, *149*, стр. 60). Кроме того, сравнивая состав граната различных кристаллических сланцев той же области, Гольдшмидт приходит к заключению, что количество MnO в гранате уменьшается с возрастанием степени метаморфизма, замещаясь закисью железа (III, *149*, стр. 69), тогда как MnO здесь входит в состав биотита.

Тилли (C. Tilley, III, *276*, стр. 41) указывает, что в раннюю стадию регионального метаморфизма образуется не только гранат ряда спессартин-альмандина (в марганцовой провинции, выделяетсся ранее коричневого биотита), но и альмандин, содержащий известь (гроссуляр).

Однако, главную роль в метаморфизованных пелитовых породах все же играет гранат альмандинового состава, и исходным материалом для его образования обычно считают хлорит и биотит.

Действительно, случаи образования граната за счет хлорита и обратно наблюдались часто, и давно указывалось на возможность такой трансформации. Однако сравнение химических анализов обоих минералов указывает, что при одинаковом содержании Al_2O_3 хлориты в большинстве богаче MgO, а гранаты богаче FeO. Очевидно следует предполагать реакцию замещения закисью железа и прибавление SiO_2, так как гранат содержит больше SiO_2, чем хлорит.

Этот более сложный ход процесса трансформации вытекает, кроме того, из содержания CaO и MnO в альмандине, очевидно заимствованных не из хлорита.

Образование граната за счет биотита по уравнению биотит + + кварц = альмандин + ортоклаз Тилли допускает в том только случае, если кристаллический сланец содержит ортоклаз, что в общем является не частым и не типичным для альмандиновой зоны.

В другой своей работе Тилли (III, *278*) считает, что железистый гранат в условиях контактового воздействия неустойчив и замещается кордиеритом + магнетит (по Baylay).

Гранат в контактовых ареалах глинистых пород содержит значительное количество MnO ($Fe_{40}Mn_{40}Mg_{10}Ca_{10}$; $Fe_{52}Mg_{36}Ca_5$; $Fe_{70}Mn_{14}$),

т. е. является альмандином, содержащим спессартин. Такие наблюдения, по Тилли, подтверждаются и экспериментами, ибо синтеза альмандина из сухого сплава неизвестно, а искусственно получен был только спессартин. Тилли предполагает, что при образовании в контакте спессартина играет большую роль вода (ассоциация с мусковитом) и, наконец, боковое давление.

Однако, в противоположность этому Бейн (G. Bain, *67—148*, стр. 650) описывает образование альмандиновой породы и альмандинового гнейса в результате контактового воздействия и замещения известняков гранитами. Гранат этих пород содержит альмандин, гроссуляр и пироп в молекулярных отношениях 20—2—7 и только следы спессартина (!). Дальнейший привнос щелочей и воды приводит к замещению альмандина биотитом (!).

Точно так же к нескольно иным выводам пришел Гольдшмидт в своих наблюдениях над региональным и контактовым метаморфизмом в районе Тронджьема и Ставангера в Норвегии.

В первом районе (V. Goldschmidt, III, *146*) Гольдшмидт обнаружил, что при региональном метаморфизме известково-силикатного гнейса альмандин появляется как временный минерал при переходе сланца состава (мусковит + биотит + кварц + кальцит + альбит) в сланец состава [калиевый полевой шпат (биотит) + кварц + пироксен + лабрадор]. В известково-силикатно-слюдяном гнейсе альмандин образуется в породах, более богатых альбитом и при наиболее высокометаморфном изменении породы.

В районе Ставангера (III, *149*) при контактово-инъекционном метаморфизме альмандин появляется также при крайнем изменении породы, сопровождая даже инъекцию кислой магмы и образование фельдшпатизированной породы (!). Интересно, кроме того, что гранат здесь по мере углубления метаморфизма содержит все меньшее и меньшее количество MnO, переходя из спессартина в альмандин (от 12.28 и до 1.02% MnO; III, *149*, стр. 69).

В одной из своих работ Эскоя (Eskola, III, *123*, стр. 33 — 34) высказывает предположение, что альмандин, образующийся в результате реакции взаимодействия между антофиллитом и кордиеритом, все же не может являться их заместителем вследствие несовершенной смесимости компонетов MgO и FeO. Эти окислы ведут себя в породе как независимые компоненты, и избыток FeO вызывает появление новой минеральной фазы—альмандина, существующей на ряду с первыми (антофиллит и кордиерит). Отметить следует также, что на зависимость образования альмандина при большем содержании FeO в породе было указано Н. И. Свитальским уже в 1915 г. (III, *45*). Условиями, благоприятными для образования альмандина, Эскоя считает сравнительно низкую температуру, так как граната в контактовых роговиках не наблюдалось.

Наконец, альмандинового состава гранат распространен и в магматических породах.

А. Е. Ферсман в своей сводке о пегматитах пытается установить появление граната в этих породах в следующие фазы:

Фаза В — выше 600°; гранат в виде мелких зерен состава между альмандином и спессартином

Фаза С — Д — выше и ниже 600°; гранат в биотите.

Фаза F между 600° — 400°; гранат идиоморфоный или ксеноморфный чистый спессартин.

Примесь гроссуляра всюду незначительная (III, *50*, стр. 167; *173*, стр. 323 — 324).

Эти пределы, повидимому, должны быть еще больше расширены, если иметь в виду данные Грина, наблюдавшего, что в риолите из Lake District Южной Америки гранат образовался за счет полевого шпата вместе с пиритом, вероятно, при действии растворов при высоком гидростатическом давлении. Стадию эту Грин называет „сольфатаровой стадией вулканического цикла". (J. Green, III, *151*, стр. 207). Интересно отметить, что образующийся здесь гранат имеет лишь небольшое содержание MnO — 3.84% при 27.48% FeO и 6.14% Fe_2O_3. Грин приводит, кроме того, и другие случаи образования граната в литофизах риолита (см. там же другую литературу).

Балк в своем труде об анортозитах Адирондека (Adirondack) приходит к заключению, что, кроме раннего выделения граната (вероятно раньше гиперстена, авгита и роговой обманки), имеется гранат, образовавшийся после формирования зон скольжения (shearing zones), т. е. в весьма позднюю стадию эволюции породы, вместе с сульфидами (!) и уралитовой роговой обманкой (C. Balk, III, *67*, стр. 372—373).

Фермор (Fermor, III, *131* и *132*) считал, что гранат, как минерал, обладающий большой плотностью, типичен для инфраплутонических пород (infraplutonic), как, например, эклогиты и гранатсодержащие граниты.

Эсколя (P. Eskola, III, *124*), отчасти заимствовавший идею образования (магматических) эклогитов от Фермора, считает, что такое представление следует ограничить, ибо только пироп, содержащий гранат, имеет узкое поле устойчивости и распространен только в эклогитах. Что касается альмандина, то он обладает более широким полем устойчивости и распространением (эклогиты, амфиболиты, горнфельзы) и, очевидно, не может служить указателем на столь высокое (!) давление при его образовании. Наконец, гранат, содержащий MnO, имеет более широкое поле устойчивости и может образоваться даже при атмосферном давлении.

В другой своей работе Эсколя отмечает (III, *122*, стр. 82), что альмандин, содержащий примесь пиропа (не больше 30%) и гроссуляра, широко распространен в гранитах, мигматитах, амфиболитах и рогово-

обманковых габбро Финляндии. При этом Эсколя считает генезис такого альмандина первичным при кристаллизации из магмы, достаточно богатой железом, при низкой температуре в конце отвердевания породы. Такому понижению температуры несомненно благоприятствовало изобилие газов. Однако кристаллизация граната происходила все же раньше эпидота и несколько раньше амфибола (то же у Holland'a, III, *173* и *174*).

В выделяемой им „гранулитовой фации" Лапландии гранат содержит от 47 до 55% пиропа. Сопровождающие этот минерал рутил и иногда дистен указывают на близость условий образования этих пород к эклогитам, т. е. при первичной кристаллизации при высоком давлении, в особенности в сравнении с образованием гранатовых гранитов. Помимо того, температура кристаллизации данной ассоциации минералов была значительно более высокой, чем у гранатовых гранитов, так как летучие компоненты удалились из магмы до начала кристаллизации и магматический расплав был сухим (dry magma)

Вайринен (H. Väyrynen, III, *284*, стр. 48—54, 67, 74) предполагает, что гранат в гранодиоритах Остботнии образуется независимо от избытка глинозема, но в присутствии большого количества FeO, в результате реакции взаимодействия между гиперстеном и анортитом. Реакция эта идет только в отсутствии воды и калиевого шпата (образование биотита).

Интересно также, что гранатовые гранодиориты не несут никаких следов действия давления, которое могло бы считаться за причину, приводящую к данной реакции, как это предполагал Холленд для гранатовых чарнокитов Индии (Th. Holland, III, *473*). Однако Вайринен указывает все же, что образование граната по вышеприведеной реакции ведет к уменьшению объема на 14%, откуда очевидно высокое давление должно понижать точку перехода в гранат и благоприятствовать реакции. Такая фация (кордиерит + альмандин + анортит) гранодиоритов названа Вайринен гранатовой и образуется при температуре около 1000° (III, *284*, стр. 74).

Из приведенных данных вытекает, что гранат типа альмандина образуется при следующих условиях:

1) В породах, содержащих значительное количество Al_2O_3 и FeO (Эсколя, Тилли, Вайринен, Свитальский).

2) При региональном метаморфизме альмандин появляется в высокометаморфную стадию, содержа тем меньше MnO, чем выше степень метаморфизма.

Однако в условиях наибольшей измененности здесь появляются анортит и пироксен, очевидно являясь его заместителями (Гольдшмидт).

3) В контактовых ареалах гранат образуется также в высокометаморфную стадию, но, повидимому, только тогда, когда в контактовых ареалах развита сравнительно невысокая температура (Ставан-

гер-фиорд и др.). В таких контактовых ареалах, как область Христиании, гранат отсутствует, что очевидно обусловлено более высокотемпературным воздействием (III, *150*). Очевидно также, что к таким же условиям отнести следует заключение Тилли о невозможности образования альмандина в контактах.

4) Температурные условия, в которых может образоваться гранат в магматических породах, строго говоря, мало выяснены. Имеющиеся данные допускают образование граната в интервале от 1000° (по Вайринен) и вплоть до низкой температуры в сольфатарную стадию автометаморфизма (по Грину). На температуру кристаллизации граната влияет присутствие летучих компонентов, понижая ее весьма значительно в магмах, насыщенных минерализаторами, при этом при более высокой температуре кристаллизуется гранат со значительным содержанием пиропа (Эсколя и Вайринен). В направлении таких представлений и должна происходить корреляция этих данных с несколько расходящимися данными об образовании граната-альмандина в контактовых ареалах.

5) Уменьшение молекулярного объема при образовании альмандина указывает на то, что давление благоприятствует образованию граната (Вайринен), но так как поле устойчивости альмандина довольно широкое, то его образование не может служить указанием на столь высокое давление, как образование пиропа в эклогитах (Эсколя).

В применении к изучаемому мною случаю можно сделать такие заключения:

1) Содержание Al_2O_3, FeO и отношение последнего к MgO удовлетворяли условиям образования альмандина или альмандина в сочетании с кордиеритом (но без гиперстена, который был встречен только один раз в биотитовом гнейсе). Часто, вероятно, в состав граната входит гроссуляровая молекула, содержание которой могло понижать температуру образования граната.

2) Условия изменения не достигали той высоко-температурной стадии, когда гранат мог бы быть замещенным ассоциацией гиперстен + анортит или какой-либо другой, и обладали высоким давлением.

3) С другой стороны, постоянная ассоциация граната с силлиманитом и кордиеритом указывает на существование при перекристаллизации довольно высокой температуры, и возможно, что в таких случаях изменяется и состав граната.

4) Обнаруживание следов диференциального движения (вращение порфиробласт), с одной стороны, и образование порфиробласт граната и кордиерита, сильно вытянутых по сланцеватости, с другой стороны, указывают на сопутствующее перекристаллизации высокое (диференциальное) давление. С другой стороны, случаи, в которых

гранатсодержащие породы обладают хорошо выраженной роговиковой структурой со слабо выраженной сланцеватостью, не дают указаний на наличие сильного диференциального давления.

5) Постоянное появление интрузивных тел гранитов, диоритов и пр. среди поля гранатовых гнейсов и образование в контактовых ареалах зон, богатых крупными выделениями граната и силлиманитом и т. д., позволяют предполагать, что образование этой ассоциации минералов происходило не только в зависимости от положения в земной коре всего комплекса пород, но и от контактового воздействия на них указанных интрузий.

В третьей группе пород ставролит ассоциирует или 1) с гранатом + силлиманит или кианит, 2) с гранатом + силлиманит + андалузит + кордиерит, 3) с силлиманитом + кордиерит (без граната).

Отсутствие в последнем типе пород граната и образование ассоциации кордиерит + ставролит в форме псевдоморфоз по гранату позволяет думать, что в этом случае мы имеем дело с образованием ставролитсодержащей породы за счет гранато-силлиманитового гнейса (см. выше).

Можно ли этот процесс толковать расширительно и для образования ставролита в первых двух группах пород—сказать трудно, но если с этой оговоркой применить такое толкование для всех случаев то очевидно, что образование ставролита должно рассматриваться как дальнейшее изменение рассмотренной группы гранатовых гнейсов.

Об условиях образования ставролита также нет строго установленной точки зрения.

Грубенманн-Ниггли (Grubenmann-P. Niggli, III, *153*, стр. 395) считают ставролит типичным минералом мезозоны.

Помимо того, ими отмечается, что при термально-контактовом изменении гнейсов и слюдяных сланцев в них образуются три зоны—наиболее отдаленная гранатовая, или ставролитовая зона сланцев, затем дистеновая зона с олигоклазом и, наконец, внутренняя зона—силлиманитового гнейса (III, *153*, стр. 262).

Тилли (C. Tilley, III, *276*, стр. 45) не соглашается с заключением Ван Хайзе об ассоциации ставролита с ортоклазом (Van Hise, III *166*, стр. 328). По Тилли, ортоклаз при региональном метаморфизме вряд ли может выделяться раньше образования силлиманитовой зоны. Ставролит же образуется обычно за счет хлоритоида, который является его главным источником, сопровождаясь выделением биотита, и ассоциирует с корундом и кианитом (III, *275*, стр. 317).

Гольдшмидт (III, *149*) обнаружил в районе Трондьема ставролит в породах гранато-слюдяной зоны и часто в контактовых ареалах вокруг интрузий (иногда также дистен в параморфозах по андалузиту).

В контактовых ареалах области Ставангера Гольдшмидт нашел псевдоморфозы мусковита по ставролиту (III, *149*, стр. 67, 81, 138) и

приписывает такое изменение последующему нормальному региональному метаморфизму.

Суцуки, наблюдая переход ставролита в андалузит + биотит (см. выше, III, *269*, стр. 127), предполагает, что первый возник в раннюю фазу при боковом давлении (Stressphase) и впоследствии изменялся в андалузит при контактовом метаморфизме.

Эскола (III, *125*, стр. 69), подобно Харкеру (A. Harker, III, *160*; III, *159*), считает ставролит стресс-минералом (stressmineral).

Кроме того, ставролит обнаруживается и в породах, подвергавшихся действию более высокого гидростатического давления и более низкой температуры, чем породы, содержащие андалузит. Однако оба эти типа пород часто встречаются и переходят друг в друга (по простиранию). В Финляндии не обнаружено пород, в которых ассоциировали бы андалузит и ставролит, но каждый из этих минералов в отдельности часто ассоциирует с альмандином. Так же можно установить несомненную связь в появлении андалузита и ставролита с близостью к гранитным массам (то же W. Collins, III, *108*, стр. 89).

В другой своей работе Эскола (III, *122*, стр. 80) указывает, что ставролит является типичным низкотемпературным минералом метаморфических пород с пределами устойчивости, лежащими при температурах обычной магматической кристаллизации. Отсутствие его в магматических породах, может быть, является особенностью его химического состава, но изредка все же он наблюдался в пегматитах (W. Collins, III, *108*, стр. 87; см. также главу IX о пегматитах).

Хотя теоретические исследования Джонстона и Ниггли (Jonston a. P. Niggli, III, *220*, стр. 588) и указывают на то, что стресс может приводить к образованию особых минералов, которые не могут достичь истинного равновесия, пока давление не становится одинаковым, но Эскола предполагает, что главная роль стресса заключается в механическом возбуждении гетерогенной системы, благодаря чему возрастает скорость реакций и химическая активность. Вследствие этого, при стрессе, реакции минералообразования идут при очень низкой температуре, чего не может быть при отсутствии в породе дифференциального движения. В этом нужно видеть причину образования при этих условиях ставролита, который, как низко температурный минерал, изредка образуется в пегматитах и кварцевых жилах, где существование стресса предполагать совершенно невозможно (III, *108*, стр. 87; см. также главу IX—раздел о пегматитах).

Из приведенных данных следует, что ставролит образуется при следующих условиях:

1) В породах, содержащих большее количество Al_2O_3, чем это необходимо для образования альмандина, и при обязательном присутствии воды (реакция образования ставролита за счет граната и силлиманита, по Эскола). Другим источником для образования ставро-

лита, при региональном метаморфизме, является хлоритоид, когда при взаимодействии с мусковитом образуется ставролит и биотит (Тилли).

2) При региональном метаморфизме ставролит появляется в высокометаморфную стадию изменения, сопровождаясь образованием кианита и образуясь за счет хлоритоида, мусковита и кварца. При этом еще более высокометаморфной стадией изменения хлоротоидной породы, уже при термальном воздействии, является кордиеритовый и кордиерито-шпинелевый роговик (Тилли).

В некоторых случаях ставролит сопровождается гранатом (Эсколя, Гольдшмидт).

3) Ставролит также встречается вместе с гранатом в контактовых ареалах (Гольдшмидт, Эсколя, Грубенманн-Ниггли, Коллинс), образуясь во внешних частях ареала (Грубенманн-Ниггли) и изменяясь в андалузит + биотит при термальном (сильном) воздействии (Суцуки).

4) Температурные условия образования ставролита, строго говоря, неизвестны, но наиболее вероятен генезис его при низкой температуре; он образуется, изредка, в изверженных породах (Коллинс, Эсколя).

5) Условия высокого диференциального (stress) и, повидимому, высокого гидрастатического давления благоприятны и даже необходимы для образования ставролита как фактора, облегчающего ход реакции при низкой температуре (Эсколя).

В применении к изученной группе пород можно сделать такие выводы:

1) Присутствие граната типа альмандина в ассоциации с андалузитом, кианитом, или силлиманитом при наличии воды, создавало необходимую исходную химико-минералогическую конституцию породы для образования ставролита. При этом образование ставролита сопровождалось исчезновением взаимодействующих минералов (или сохранением одного из них в остатке) и образованием кордиерита. В нескольких случаях ход изменения минерального состава породы был несомненно таковым, и возможно, что это правило в общем применимо и для других случаев появления ставролита в породах изучаемого комплекса.

2) Во всех наблюдавшихся случаях ставролит появлялся вблизи к контактам с интрузивными массами гранита. Это указывает на значение повышенной температуры и, вероятно, эманаций паров воды (и летучих компонентов — образование турмалина) для образования ставролита в контактовых ареалах. Сопровождающее образование кордиерита указывает также на повышенную температуру окружающих условий.

С другой стороны, часто встречавшиеся включения силлиманита в гранате без признаков взаимодействия и образования ставролита

как будто указывают на то, что подобная ассоциация возможна только в условиях отсутствия воды или при более высокой температуре, при которой ставролит является неустойчивым. Если подобное соображение правильно, то ассоциация гранат + силлиманит (андалузит и т. д.), вероятно, должна считаться более устойчивой и замещающей ставролит при более высокой температуре.

3) Наблюдавшаяся часто ассоциация гранат + силлиманит (кианит-андалузит) + ставролит представляет в таком случае систему, находящуюся в ложном равновесии.

При этом возможны два случая возникновения такой системы:

a) как незаконченная реакция образования ставролита + кордиерит за счет граната + силлиманит (израсходование паров воды).

b) Как незаконченная обратная реакция превращения ставролита (+ кордиерит) в гранат + силлиманит (при прекращении дальнейшего нагревания).

Очевидно во втором случае мы будем иметь дело с прогрессивным ходом метаморфического процесса, что возможно имело место и для некоторых из изучаемых случаев (маршрутный характер исследований не позволяет утверждать это решительно).

В первом же случае мы имеем дело с изменениями, вероятно, регрессивного характера (более низкая температура).

В расширительном толковании Кизлингера это регрессивное или диафторическое изменение породы (A. Kieslinger, III. *190* стр. 12). Ассоциация граната с силлиманитом или кианитом дает указание, в таком случае, на первоначальную степень метаморфизма исходной породы.

Подобного типа изменение силлиманит-содержащего гранатового гнейса (по псевдоморфозам ставролит + кордиерит) в ставролитовый гнейс было отмечено и описано выше.

4) Образование гетеробластической структуры с вытянутостью порфиробласт по сланцеватости породы указывает на то, что дифференциальное давление сопутствовало образованию ставролита.

Из всего изложенного видно, что различие в условиях образования гранатовых гнейсов, содержащих ставролит и не содержащих его, заключается, главным образом, в присутствии воды, необходимой для образования ставролита и, вероятно, соответственно более низкой температуры, при которой гидроксил-содержащий ставролит не мог бы распасться.

О различии в условиях давления вряд ли можно говорить на основании имеющихся материалов.

Если сделать сравнение с другими областями, в которых образуются кристаллические сланцы, содержащие ставролит и гранат или их замещающие минералы, то можно внести еще несколько бо́льшую ясность в наши представления о температурных условиях образования интересующей нас серии гнейсов.

Из приводимой таблицы 10 видно, что наши гранатовые и гранато-ставролитовые гнейсы по минералогическому составу занимают промежуточное положение между контактовыми роговиками внутренней зоны области Христиании (Goldschmidt, III, *150*) и высшей ступенью регионального метаморфизма пелитовых осадков Трондьема (Goldschmidt, III, *146*). Гольдшмидт предполагает, что глинистые осадки области Христиании перекристаллизовались при более высокой температуре и низком давлении, чем в области Трондьема.

Таблица 10

Христиания	Кольский полуостров		Трондьем
(Норвегия) Внутренняя контактная зона	Гранатовые гнейсы	Гранато-ставролитовые гнейсы	Высшая ступень регионального метаморф.
Андалузит	Силлиманит (Андалузит) (Кианит)	Силлиманит Кианит (Андалузит)	— — —
Кордиерит	Кордиерит	Кордиерит	—
К. пол. шпат	(?)	(?)	К. полев. шпат
Биотит	Биотит	Биотит	Биотит
Гипе стен	—	—	—
Плагиоклаз	Плагиоклаз	Плагиоклаз	Плагиоклаз
—	Альмандин	Альмандин	Альмандин
—	—	Ставролит	Ставролит
Диопсид	—	—	Диопсид
—	—	—	Амфибол

Особенно это ясно становится, если считать альмандин заместителем гиперстена и основного плагиоклаза или гиперстена и андалузита, а ставролит — заместителем альмандина и андалузита в присутствии воды. Кроме того, присутствие силлиманита и кордиерита в гранатовых гнейсах Кольского п-ва приближает условия их образования к условиям внутренней зоны Христианийской области.

Помимо всего этого, становится ясным, что появление граната при метаморфизме определенного состава глинистых пород может совершаться только в определенном интервале термодинамических условий, на одном конце которого стоит образующийся при низкой температуре хлорит (по Тилли), а на другом конце заместители граната при более высокой температуре (и не высоком давлении?) — гиперстен + анортит, или гиперстен + силлиманит или, наконец, гиперстен + кордиерит (см. об ограниченной смесимости).

В том же интервале в присутствии воды и, вероятно, при более низкой температуре (данного интервала) за счет граната и андалузита

происходит образование ставролита, иногда сопровождаемое кордиеритом (если гранат содержит молекулу пиропа).

Такое образование альмандина выдвигает его до значения руководящего — фациального минерала и позволяет нашу серию пород назвать гранатовой фацией парагнейсов, образовавшихся за счет пород пелитового состава.

Сходного типа гранатовую фацию в грано-диоритовых породах Остботнии выделил еще в 1923 г. Вайринен (H. Väyrynen, III, *284*).

Охарактеризованная таким образом гранатовая фация метаморфизованных пелитовых пород может возникать в сравнительно широком интервале термо-динамических условий, но возникающий в этой обширной группе пород гранат является непостоянным по своему составу, изменяясь от альмандина в высокометаморфных ступенях к спессартину в ступенях менее измененных.

Такое различие состава граната, а также присутствие или отсутствие других характерных минералов позволяют наметить подразделение этой обширной минеральной фации пород на ступени или степени в понимании Барроу - Тилли („grade" — P. Barrow III, *70*, стр. 33; C. Tilley, III, *274*, стр. 167).

Минералами, определяющими степень или ступень метаморфизма этой гранатовой фации, очевидно, являются прежде всего гранаты состава спессартина, спессартин-альмандина и альмандина (может быть также различного состава), затем ставролит и группа силлиманит-кианит-андалузита и, может быть, кордиерит. Возможная характеристика этими минералами условий температуры и давления ясна из всего вышеизложенного.

В настоящем случае маршрутный характер наблюдений не дает достаточного материала для нанесения на карту зон пород, отличающихся по степени метаморфизма или „изоград" („isograde").

Но такое выделение несомненно возможно. Так, можно наметить, в свете имеющихся материалов, следующие „изограды":

1) Гранато-кианитовая „изограда", тянущаяся у восточного подножия т. Керц к порогу Калепуха на р. Туломе (вероятно продолжается отсюда далее и на север и на юг).

2) Несколько восточнее этой изограды располагается гранато-силлиманитовая изограда, прослеживающаяся от тундры Тариги (на северо-западе) на юго-восток через тундру Калепуха (вероятно Керц), хребет Домашняя — Грудин, тундры Рыпвыд и Торнвыд к Собачьей вараке у ст. Пулозеро. Замечательным свойством развитых здесь пород является переполнение гранатом, иногда достигающим гигантских размеров, и частью крупными выделениями силлиманита (т. Домашняя).[1]

[1] Образование таких крупных кристаллов граната и других минералов и их сосредоточие в отдельных слоиках можно приписывать, вероятно, процессам метаморфической диференциации по Эсколя (P. Eskola, III, *314*).

3) Гранато-кианитовая изограда иногда с содержанием ставролита (l) (у т. Пак), тянущаяся от Калливараки у Кривца на р. Туломе на запад к южному подножию т. Пак и, вероятно, еще далее на запад к южному подножию т. Лыствыд, так как в этом районе на север от озера Ичяур были встречены также гранато-кианитовые гнейсы.

4) Гранато-кианитовая изограда, иногда с содержанием ставролита, тянущаяся по южному склону хребта Чотзыш-варака у Нотозера и сменяющаяся на северном склоне силлиманитовой изоградой.

Мною отмечаются здесь лишь некоторые примеры, наиболее очевидные в свете маршрутных исследований, которые можно умножить и которые умножатся будущим исследованием территории развития гранатовых гнейсов.

Из приведенных примеров намечается, кроме того, зависимость между расположением высоких изоград и интрузивными телами, заключенными среди гранатовых гнейсов. Ярким примером такого изменения является появление силлиманита вместо кианита и изчезновение ставролита на северном склоне хребта Чотзыш-вараки, выше упомянутое.

Было бы желательно, чтобы будущий исследователь производил детальное картирование изоград, пользуясь вышеизложенными методами (см. C. Tilley, III, *274*; III — *273*, стр. 100; G. Elles, III, *117* и III *116*, стр. 621; G. Barrow, III, *168*, стр. 330), что позволило бы не только проникнуть глубже в существо процессов метаморфизма, но могло бы помочь расшифровать и строение этой немой толщи.

11. ОБРАЗОВАНИЕ МИГМАТИТОВ ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Пропитывание гранитными растворами и инъекция гранитной магмы порождали образование ряда новых пород, характеризуемых наименованием мигматитов (J. Sederholm).

Оставляя в стороне морфологию образующихся мигматитов, так хорошо разобранную скандинавскими геологами (J. Sederholn), постараемся здесь обобщить имеющиеся наблюдения над изменением минерального состава новых пород.

Из приведенного выше описания мигматитов ясно, что для образования смешанных пород в имеющемся материале намечаются два ингервала, отличающиеся друг от друга температурой.

Более высокотемпературный интервал инъекции характеризуется тем, что при привносе калиевого полевого шпата в мигматите не происходит возможных новообразований биотита или мусковита. Отсутствие паров воды — это второй фактор, сопутствующий этим условиям. Если принять данные опытов Дея и Оллена (Day, Allen) о диссоциации биотита выше 850°, то эта цифра, может быть, могла

бы быть приближенным масштабом температурных условий образования этого типа мигматитов (III, *110*, стр. 91).

Минералогический состав подобного типа мигматитов характеризуется присутствием калиевого-полевого шпата и иногда более кислого полевого шпата, при одновременном присутствии первоначальных минеральных компонентов биотитового или гранатового гнейса.

Интересно отметить, что не было обнаружено мигматитов, содержащих калиевый полевой шпат одновременно со ставролитом, и только один раз встречена была ассоциация его с кианитом.

Калиевый полевой шпат в таких мигматитах находится в контакте с гранатом, кордиеритом и силлиманитом, их не изменяя.

Интересно отметить также образование в мигматитах ортоклаза, что, по Мекинен, является весьма редким явлением для пород архея (E. Mäkinen, III *209*, стр. 77–78) (см. главу IX).

По Кранку и Вегманну (III, *328*), сопровождая инъекцию микроклиновых гранитов, происходит в таких породах метасоматический привнос Mg и возникновение кордиерита.

Типичны для подобного типа мигматитов красно-бурые цвета полихроизма биотита. К новому минералообразованию следует лишь отнести здесь появление мирмекита, возникающего, вероятно, в последнюю стадию процесса, и иногда образование турмалина.[1]

При более низкотемпературных условиях и в присутствии воды при инъекции гранитом в мигматитах возникает целый ряд изменений.

Сюда нужно отнести образование мусковита за счет кианита, биотита + кварца (и, вероятно, иногда плагиоклаза) за счет граната, биотито-кварцевых симплектитов за счет кордиерита.

Сюда же, повидимому, мы должны причислить (по Кранку и Вегманну, III, *328*) образование андалузита, возникающее при изменении граната в биотит.

Калиевый полевой шпат в таких мигматитах образуется обычно в небольшом количестве или в значительном количестве, но после окончания трансформации вышеуказанных минералов

Биотит обладает в большинстве красно-бурыми цветами полихроизма, но иногда приобретает и бурые или зеленовато-бурые цвета.

Изредка, наконец, наблюдалось образование турмалина[1] и обычных мирмекитов.

К этой же стадии процесса инъекции должно, вероятно, относить образование биотитовых гнейсов мигматитов за счет роговообманковых пород (см. выше).

---

[1] Интересно отметить здесь, что Гольдшмидт пришел к заключению, что элемент *B* может являться первичным элементом осадочной горной породы (V. Goldschmidt, I.I, *313*).

12. ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ В УСЛОВИЯХ ЭПИЗОНЫ

Довольно часто гранатовые гнейсы затронуты изменениями вторичного характера. Сюда относятся механические изменения, вызванные дислокационными процессами более молодого возраста, и изменения минералогического состава гнейсов, иногда связанные с первыми явлениями.

Масштаб исследований не позволял производить детальные наблюдения над этими изменениями.

К числу первых следует отнести часто наблюдавшиеся зоны дробления, расположенные в гранатовых гнейсах, и возникающие в них какириты и различные типы милонитов (начиная от очковых гнейсов) или филлонитов.

Возраст этих образований гораздо моложе гранатовых гнейсов и частью относится, вероятно, к палеозою.

Уже само образование подобного типа катакластических пород указывает на сравнительно небольшую глубину залегания гнейсов в этот момент, что подтверждается и сопровождающим новоминералообразованием, обычно характера эпизоны.

Постериорные минералогические изменения, наблюдавшиеся в гранатовых гнейсах, несложны. Эта обычно каолинизация и реже эпидотизация полевого шпата, хлоритизация биотита, граната и кордиерита. В некоторых случаях гранат и кордиерит нацело изменены в хлорит и пинит и узнаются только по псевдоморфозам (Тундра Недкапрынчь на В от железнодорожной линии). Частью такие изменения несомненно связаны с дислокационными процессами и могут быть названы диафторезом, но, повидимому, имеют довольно локальный характер.

13. К ГЕНЕЗИСУ АМФИБОЛИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Вопроса о генезисе орто-амфиболитов и пироксеновых гнейсов я здесь не буду касаться во избежание повторений.

Укажем здесь лишь, что паргаситовые амфиболиты, может быть, следует относить частью к параамфиболитам, происшедшим за счет известняков (?), а куммингтонито-гранатовый сланцеватый фельз возник путем метасоматоза, сопровождавшего интрузии грано-диоритов или диоритов, что более подробно разобрано в главе III о слюдяных гнейсах.

Отметим также, что в главе о гиперстеновых гнейсо-диоритах разбирается подробно генезис пироксеновых гнейсов под тем углом зрения, что исходным материалом для их образования служили магматические породы. Само собою разумеется, что такое толкование *не исключает и другой возможности образования части из них за счет мергелистых пород.*

Пример подобной конвергенции известен в литературе после работы Гольдшмидта, описавшего из Христианийской контактовой области плагиоклазово-диопсидо-гиперстеновые роговики (6 класс) как породы, возникшие за счет материала седиментогенной природы в одних случаях, и из эссекситовых лав в других примерах (V. Goldschmidt, III, *150*, 173—180), а еще позже П. Эсколя указал в его учении о минеральных фациях пород, что минералогический состав плагиоклаз-диопсид-гиперстеновых роговиков является идентичным составу нормального норита (плагиоклаз + гиперстен + диопсид), принадлежащего к габбровой фации магматических пород (P. Eskola, III, *124*).

Отсутствие достаточного материала не дает возможности осветить этот важный вопрос в интересующем нас случае. Отмечу только, что эта трудная проблема могла бы быть разрешена удовлетворительно только детальными геолого-петрологическими и химическими исследованиями, как это было сделано Гольдшмидтом для района Христиании.

14. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

В заключение приведем несколько примеров, схожих с описанным комплексом гранатовых гнейсов, из различных других областей.

Сходного типа гранатовые гнейсы широко распространены как древнейшие образования архея Ост-Индии. Ийер, описывая очень близкого характера породы из области Мадрас, приходит к заключению об их образовании за счет пелитовых осадков при изменении в условиях катазоны или плутоно-метаморфизма (Harker).

Образование кордиерита Ийер приписывает реакции между кварцем, силлиманитом и энстатитом при более высокой температуре, а присутствие граната приписывает инфраплутоническому метаморфизму (L. Iyer, III, *188*, стр. 121).

В. И. Лучицкий (III, *34*, стр. 7) указывает на развитие в северной Украине весьма схожих гранатовых гнейсов, называемых им кинцигитами и причисляемых им к парагнейсами.

Однако в своей полемической статье Н. И. Безбородько (III, *4*, стр. 78 и III, *5*, стр. 136) оспаривает подобного типа природу гранатовых гнейсов, считая их за мигматиты, возникшие за счет известковистых гнейсов (пироксеновых гнейсов) при инъекции в них гранитов.

Породы эти причисляются также к древнейшим образованиям архея Украины (В. И. Лучицкий, III, *35*).

Очень близкого состава гранатовые гнейсы, содержащие кордиерит и силлиманит и сильно инъецированные гранитами, описываются в районе Стокгольма, как древнейшие образования архея Швеции

(P. Holmquist, III *177*, стр. 790 и 835; A. Högbom, III, *169*, стр. 38; A. Törnebohm, III, *280*.

Наконец, на различных островах на юго-восток от Гельсингфорса и во многих других местах южной Финляндии развиты в древних образованиях архея гранато-кордиеритовые гнейсы с силлиманитом. Гнейсы эти инъекцией часто преобразуются в адергнейсы и мигматиты, причем такие минералы, как альмандин, кордиерит и силлиманит часто образуются и в жилках гранита. Определение природы исходного материала этих пород также затруднено привносом большого количества эруптивного вещества (P. Eskola, III, *125*, p. 77—78; Krank Wegmann III, *328*).

Глава III

КОМПЛЕКС БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И СЛАНЦЕВ С ПОДЧИНЕННЫМИ ЖЕЛЕЗНЫМИ РУДАМИ[1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Породы комплекса биотитовых гнейсов и сланцев впервые наблюдались мною в районе Кольского фиорда в 1912 и 1915 гг. В 1915 г. здесь же мною обнаружены были два выхода магнетитовых сланцев и высказано предположение об аналогии и возможной связи найденных месторождений руды с месторождениями Сюдварангера в Норвегии (II, *44*).

После работ 1917 г., в том же районе, я нашел целесообразным выделить этот комплекс пород, назвав его комплексом слюдяных сланцев и считая его рудоносным и аналогичным с породами Сюдварангера (III, *45*). В 1918 и 1920 гг. этот район посетил П. В. Виттенбург собрав здесь большой петрографический материал, который был передан мне для обработки (II, *47*).

В 1921 г. по поручению б. Геологического комитета месторождение магнитных железняков Кольского фиорда исследовалось геологом А. П. Герасимовым, а одновременно с этим геолог И. Е. Кузнецов совершил экскурсии к среднему течению р. Уры и по р. Зап. Лице и установил присутствие месторождений магнитных железняков и в этих районах, чем и подтвердилось мое предположение о продолжении полосы рудоносных пород на северо-запад (II *48* и *49*).

В 1923 г. на основании изучения более полных материалов, собранных П. В. Виттенбургом, я изменил прежнее наименование комплекса пород на название „комплекса слюдяных гнейсов и слюдяных сланцев" и высказал предположение, на основании исследований И. Е. Кузнецова в районе р. З. Лицы и материалов П. В. Виттенбурга из района губы Долгой на побережьи Ледовитого океана (ныне в Финляндии), о независимости этой рудоносной полосы пород от месторождения Сюдварангера в Норвегии (III, *51*).

В 1924 и 1925 гг. горн. инж. А. С. Пуртовым производились магнитометрические исследования в районе Кольского фиорда, установившие общую картину распространенности руд среди пород этого комплекса (II, *62*).

---

[1] См. также гл. XV, § 2.

Мои исследования в последующие годы (II, *50*, *51*, *53*, *54*, *55*, *56*, *59*, *60*) на территории всего описываемого района прежде всего позволяют установить, что высказанные мною в 1917 г. предположения о возможном развитии рудоносных свит, аналогичных описываемым в районе станции Шонгуй Лопарская и Тайбола (II, *45*), а также предположение о принадлежности комплекса пород, слагающих тундры Кеулик-Кингерем и Вымь, к той же свите (II, *53*) являются только отчасти оправдавшимися.

В районе ст. Шонгуй-Лопарская действительно мне удалось обнаружить (1927 г.) месторождение железных руд близ ст. Шонгуй, приуроченное также к комплексу слюдяных гнейсов, но генетически связанное с породами комплекса гиперстеновых диорито-гнейсов.

В районе ст. Тайбола руды также были мною обнаружены как на восток от станции в многочисленных выходах (1926 г.), так и на запад от станции в окрестностях озера Куможьего (1926 г.). Но в обоих случаях руда оказалась связанной с породами комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов и рассматривается мною особо.

Наконец, породы, слагающие тундры Кеулик-Вымь, являются более молодыми по возрасту и, вероятно, подстилающими комплекс протерозойских пород тундр Печенга-Кучин (см. далее гл. VII).

Суммой всех моих наблюдений устанавливается, что в пределах исследованного района в настоящий момент можно говорить только о двух полосах развития комплекса слюдяных гнейсов: о северной полосе, проходящей через Кольский фиорд, и более южной, расположенной близ станции Шонгуй. Однако руды второй полосы, как генетически связанные с комплексом пироксеновых гнейсо-диоритов, несколько отличаются от руд северной полосы, имеющих, может быть, и иной генезис.

В намечающейся третьей рудоносной полосе, тянущейся от оз. Куможьего к северному концу оз. Имандра, встреченные мною руды сопровождают также породы комплекса гиперстеновых диорито-гнейсов (Полканов, II, *60*).

ГЕОЛОГИЯ

2. СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ПОЛОСЫ

Северная полоса комплекса слюдяных гнейсов исследована мною небольшим числом маршрутных пересечений и имеет северо-западное простирание и протяжение до 110 км на территории Союза.

На северо-западном ее конце, на запад от р. Китовой, наблюдалась интенсивная инъекция пород данного комплекса олигоклазовыми гранитами, и свита этих пород продолжена мною до границ с Финляндией условно и лишь потому, что, как указывалось мною раньше (II, *51*, стр. 937), в коллекции П. В. Виттенбурга из района губы Долгой на побережьи Ледовитого океана обнаружены были многочисленные

образцы биотито-плагиоклазовых гнейсов и слюдяных сланцев, тождественных породам данного комплекса.

Данных этих, при отсутствии личных наблюдений, конечно, не вполне достаточно, и может быть последующие исследования установят и здесь, как на юго-восточном конце этой полосы, ее более раннее окончание, благодаря выклиниванию или инъекции олигоклазовыми или другими гранитами.

На юго-восточном конце комплекс этих пород заканчивается в районе верховья р. Средней, охватываясь и прорываясь здесь олигоклазовыми гранитами (диоритами), заменяющимися еще восточнее пироксеновыми диоритами. Кроме того, олигоклазовые граниты (диориты) появляются здесь и между слюдяными гнейсами и гранатовыми гнейсами, расположенными южнее (см. карту). Так, на юго-восточном конце тундры Юксвыд Кильдинской можно видеть интенсивную инъекцию слюдяных гнейсов гранитами. Надо отметить, однако, что представление о подобном строении этого района создалось по очень малому количеству фактических данных, вследствие очень плохой его обнаженности. Юго-восточный конец описываемого комплекса пород намечен лишь по выходам магнетитовых сланцев на восточном конце тундры Маляурвыд и, южнее ее, по находкам обильных валунов типичных слюдяных гнейсов, тогда как еще восточнее (по маршрутам), на восточном берегу р. Средней и между тундрами Ссывер, Чигаркандь, Вызынапахк и Педцордынч, обнаружены были уже только олигоклазовые граниты (диориты) и пироксеновые диориты. Правда, в районе тундры Ссывер были обнаружены небольшие валунчики магнетитовых сланцев, но, в виду находок коренных выходов подобных пород в районе р. Кицы и южнее ее, эти данные не могут быть руководящими и решающими в вопросе о дальнейшем распространении на ЮВ данного комплекса пород, при отсутствии коренных обнажений.

Ширина полосы этой свиты пород колеблется от 8 до 10 км, причем на юг от нее развиты всюду породы комплекса гранатовых гнейсов, а на севере комплекс олигоклазовых гранитов, которые огибают описываемую свиту на ее юго-восточном конце и сильно инъецируют ее на северо-западном конце.

Отношение слюдяных гнейсов к комплексу гранатовых гнейсов благодаря плохой обнаженности района, устанавливается не везде. Наиболее полное представление об этом взаимоотношении получено было на водоразделе рр. Китовой и Западной Лицы, на восточном берегу озера Кеттели-яур и на южном склоне тундры Юксвыд Кильдинской.

Данные эти совпадают с теми представлениями, которые были высказаны мною ранее (III, *54*, стр. 939) на основании более отрывочных наблюдений по другим маршрутным пересечениями того же комплекса пород и приводят к тому заключению, что по направлению на

юго-восток у границы с гранатовыми гнейсами в биотитовых гнейсах появляются пакеты биотито-гранатовых гнейсов, которые южнее, становясь все более мощными, наконец почти совершенно замещают биотитовые гнейсы.

Этим устанавливается, как будто, тесная геологическая связь обоих комплексов пород. Помимо того, следует отметить, что отдельные, обычно малой мощности, пакеты гранатовых гнейсов встречались и среди слюдяных гнейсов.

Вследствие такого взаимоотношения между слюдяными гнейсами и комплексом гранатовых гнейсов граница между ними не резко выражена и имеет условный характер, что следует отнести и к нанесенной границе на карте.

Отношение к олигоклазовым гнейсо-гранитам хорошо устанавливается в разрезах тундры Виромуайвинч в верховьях р. Ваенги, Мохнаткиной пахты на восточном берегу Кольского фиорда, на западном берегу фиорда Зап. Лица и других местах пересечения этого контакта, несколько хуже обнаженных. В этих разрезах всюду устанавливается или пластовая послойная „lit par lit" инъекция или же имбибиция олигоклазовыми гранитами с образованием смешанных пород типа мигматитов-артеритов и небулитовых полосчатых мигматитов по терминологии Седерхольма (III, *255*). Такое взаимоотношение определяет более древний возраст слюдяных гнейсов по отношению к олигоклазовым гранитам. Кроме того, наличие пояса мигматитов на северной окраине этого комплекса пород делает условной и их северо-восточную границу, что надо отнести и к границе на прилагаемой карте.

Таким образом, изображенная ширина полосы комплекса слюдяных гнейсов колеблется от причин следующего характера: 1) возможного погружения и поднятия осей складок по простиранию комплекса пород, 2) от местных изменений мощности зон переходных пород (особенно пояса мигматитов), 3) от условности обозначенных границ комплекса и, наконец, 4) от неизбежных при глазомерной съемке погрешностей самой топографической основы.

Среди, пород слагающих комплекс слюдяных гнейсов и сланцев, мне не удалось выделить какого-либо руководящего горизонта породы, который мог бы помочь расшифровать внутреннюю тектонику этой свиты. Наблюдавшиеся мною при беглых исследованиях только немногие пластовые залежи амфиболитов и магнетитовых сланцев при более детальных исследованиях и магнитометрической съемке оказались чрезвычайно многочисленными, что можно видеть по магнитометрической съемке района Кольского фиорда (II, *48* и *62*). Если считать, что обнаруженные магнитные аномалии всюду приурочены к залежам магнетитовых сланцев или амфиболитов, обогащенных магнетитом, то на ряду с этим возникает вопрос, не является ли эта частота их распространения связанной с внутренней тектоникой свиты,

или, наоборот, она просто отражает литологический характер свиты (хотя бы отчасти).

Так, при крутых углах падения слюдяных гнейсов в них замечалась, нередко, мелкая и частая сплоенность, как, например, в скалах на севере от устья р. Лавны, или небольшая синклиналь для залежи магнитного железняка „под сосной" на восточном склоне т. Мишукова, обнаруженная П. В. Виттенбургом (по его материалам),—это в районе Кольского фиорда.

А. П. Герасимов также отмечает для района Кольского фиорда, что „дислокация свиты достигла весьма большой напряженности: слои ее смяты, скручены, сплоены, часто выжаты, собраны в крутые, острые вторичные складки иногда прихотливого и сложного рисунка" (II, *48*, стр. 356).

Сильная плойчастость слюдяных гнейсов отмечена была мною тоже на южном склоне т. Виромуайвинч и на т. Маляурвыд, где мелкие складки опрокинуты на юго-запад (на востоке от Кольского фиорда), тогда как в других местах, как, например, на северном склоне т. Юксвыд Кильдинской, при пересечении комплекса слюдяных гнейсов вкрест простирания была замечена частая сменяемость простирания с северо-восточного на юго-восточное. Все это, очевидно, явления или непосредственно наблюдаемой мелкой складчатости или связанные с мелкой складчатостью.

Для некоторых полей изолиний магнитных аномалий на карте, составленной А. С. Пуртовым (III, *62*), можно видеть их сближение между собою или, наоборот, их расхождение, повидимому связанные с проекцией залегания рудного пласта на рельефе местности. Так, например, в двух залежах рудных пластов, расположенных на восточном склоне т. Мишукова и на юг от р. Киевараки, на плане наблюдается сближение полос с понижением рельефа к уровню моря и расхождение по мере приближения к вершине тундры (высота 348 м над ур. м.). Наоборот, северная из этих полос аномалий сближается с третьей полосой, расположенной на север от р. Киеварака, при повышении рельефа по направлению на северо-запад, и те же полосы расходятся при приближении к уровню моря, по направлению на юго-восток. Такие соотношения при наблюдавшемся согласном залегании амфиболитов и рудных сланцев могут быть объяснены синклинальным залеганием пород в первом случае и антиклинальным—во втором. В связи с этим интересно отметить, что по моим работам в 1917 г. в этом районе наблюдалась частая сменяемость падения пород: то на северо-восток, то на юго-запад (при СЗ простирании). То же следует отметить и для северной из перечисленных рудных полос, тогда как далее на северо-восток от нее породы сначала падают на юго-запад, но вскоре, еще далее, падение сменяется на северо-восточное, которое и сохраняется до северной границы свиты.

Наоборот, на юге от этих залежей падение пород до устья р. Лавны оставалось почти неизменно юго-западным. То же было отмечено и для восточного берега Кольского фиорда, где на юг от тони Еременской породы имеют юго-западное падение до южной границы комплекса пород, а на севере от тони Еременской наблюдалось падение только на северо-восток до северных границ свиты. Подобного рода данные, если и не решают, то служат указанием на вероятное существование сильно сплюснутых изоклинальных складок внутри комплекса слюдяных гнейсов, помимо мелкой плойчастости, что и было мною отмечено еще в 1923 г. (II, *51*, стр. 944—945). Пересечение комплекса слюдяных гнейсов в других местах не дало каких-либо существенных дополнений в этом отношении, и можно лишь указать, что при маршрутном характере наблюдений было отмечено всюду падение слюдяных гнейсов на северо-восток вблизи контакта их с гранитами и на юго-запад вблизи контакта с гранатными гнейсами.

Исследования А. П. Герасимова в районе мыса Мишукова и Пинагорьего, как это он указывает, „позволяют лишь утверждать, что она (свита слюдяных гнейсов) уходит под толщу гранатовых гнейсов".

Бóльший интерес и значение для понимания геологического строения этого района представляет распространение отдельных пачек гранатовых и гранато-силлиманитовых гнейсов на север от комплекса слюдяных гнейсов, среди поля олигоклазовых гранитов. При маршрутном характере исследований эти породы были обнаружены: 1) по обеим сторонам Кольского фиорда у мыса Великий и на Хлебной пахте и южнее в районе губы Челмпушка—в виде отдельных пачек биотитового гнейса, образовавшегося за счет гранатового гнейса;[1] Рамсей (W. Ramsay) включение гранатовых гнейсов наблюдал севернее, в районе мыса Сального, на восточном берегу Кольского фиорда (II, *25*); 2) пачка силлиманито-биотитового гнейса с кианитом встречена была мною в северной части фиорда Ара; 3) мощные пакеты гранатовых гнейсов (до 1 км) были встречены мною и на западном берегу фиорда Зап. Лица.

Маршрутный характер работ, к сожалению, не позволил установить протяжение этих включенных пакетов гнейсов по простиранию. Если справедливо мое предположение о принадлежности этих пачек гнейсов, включенных в граниты, к комплексу гранатовых гнейсов, то такое постоянство их встречаемости в поле олигоклазовых гранитов на северо-восток от полосы развития слюдяных гнейсов указывает, мне кажется, на то, что последние являлись заключенными—зажатыми среди комплекса гранатовых гнейсов, и лишь последующая интрузия олигоклазовых гранитов видоизменила и замаскировала эти взаимоотношения.

[1] Геологом Харитоновым в 1931 г. также были обнаружены гранатовые гнейсы на горе Сервес на СЗ от Белокаменной.

В 1917 г., имея в своем распоряжении наблюдения только в районе Кольского фиорда и основываясь на указанном положении комплекса слюдяных гнейсов и его, описанной выше, внутренней тектонике, только по имевшимся в то время данным измерения падения пород, я высказал предположение об антиклинальном залегании всего их комплекса среди гранатовых гнейсов (II, *45*). Таким положением этого комплекса пород определялось тогда также и то, что биотитовые гнейсы являются более древними, чем гранатовые гнейсы (II, *43*).

Новые данные, как видим, подверждают положение о залегании биотитовых гнейсов среди гранатовых гнейсов, но не дают никаких новых указаний по вопросу об их антиклинальном или каком-либо другом залегании. Более того, эти новые данные дают некоторые указания на существование складчатости внутри комплекса этих пород. В виду всего этого в настоящей работе я считаю вопрос о форме залегания комплекса биотитовых гнейсов среди гранатовых гнейсов открытым и отмечу лишь, что если вышеприведенные соображения о складках внутри свиты слюдяных гнейсов являются справедливыми, то в данном случае следует говорить не об антиклинальном или синклинальном залегании всего комплекса, а о сложном комплексе антиклинальных и синклинальных складок, которые заключены были среди пород комплекса гранатовых гнейсов.

В первом приближении это могло быть сложным синклинорием или антиклинорием.

В связи с этим очевидно также, что указание А. П. Герасимова, что его наблюдения над залеганием этой свиты „... вблизи мыса Мишукова и Пинагорьего не дают права видеть в ней ядро антиклинали, позволяя лишь утверждать, что она уходит под толщу гранатовых гнейсов", является, очевидно, только отчасти справедливым и вполне естественным, так как наблюдения его ограничены были лишь узкой полосой, не захватившей почти всей северной части, т. е. половины развития слюдяных гнейсов (II, *48*, стр. 356).

Мне кажется также, что детальные исследования, сопутствуемые магнитометрическими наблюдениями, и прослеживание рудоносных пород могут помочь вскрыть внутреннее строение всего комплекса и, может быть, точнее установят его взаимоотношение к окружающим свитам.

Если предположение о сложном, аналогичном синклинорию или антиклинорию, строении всей свиты справедливо, то изменение ширины этой свиты по простиранию может быть отчасти обусловлено погружением, или воздыманием оси сиклинория, или антиклинория, и в таком случае юго-восточное окончание этой свиты может быть обусловлено не только появлением здесь интрузий гранитов и диоритов, но также и соответственными тектоническими причинами. С этой точки зрения очень интересно отметить, что по направлению на ЮВ по про-

стиранию здесь появляется вместо комплекса слюдяных гнейсов (!) полоса гранатовых гнейсов.

3. ЮЖНАЯ ПОЛОСА КОМПЛЕКСА

Более южная полоса развития комплекса слюдяных гнейсов была обнаружена в районе на восток от ст. Шонгуй. По немногим обнажениям на юго-западной оконечности т. Вагавыд и обнажениям у восточного основания Шонгуй-вараки устанавливается приближенно, что слюдяные гнейсы развиты здесь полосой, мощностью 1—1.5 км и на протяжении по крайней мере километров 8, будучи расположенными как раз в низине между вышеупомянутыми возвышенностями, сложенными гранатовыми гнейсами.

Таким образом, и здесь пачка слюдяных гнейсов является зажатой среди гранатовых гнейсов, сильно смятых в крутые складки, о чем можно судить по часто изменяющемуся их простиранию (на прилегающих возвышенностях Вагавыд, Чертуайвинч и Кедьгуайв и т. д.)

Однако месторождение руды, обнаруженное среди этой свиты, генетически связано с породами комплекса пироксеновых гнейсо-диоритов и только благодаря последующим метаморфическим процессам, приобретает характер, близкий к месторождениям северной полосы слюдяных гнейсов (!).

Вышеочерченная тектоника обеих полос слюдяных генейсов возникла, как и в гранатовых гнейсах, при складкообразовании в постсвионийскую—саамскую и частью свекофеннскую эпоху (см. главы II, VI, VII и XIV).

4. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Таким образом, комплекс слюдяных гнейсов является тесно связанным переходами с гранатовыми гнейсами, составляя их часть. В 1917 г. (II, *45*) мною было высказано предположение о его более низком стратиграфическом положении, чем комплекс гранатовых гнейсов, что в настоящий момент новыми имеющимися данными не опровергается, но и не получает каких-либо веских дополнительных подтверждений.

В той же работе (II, *45*) комплекс слюдяных гнейсов параллелизовался мною со свитой киркенесских рудоносных пород, как тождественные образования.

Однако уже в 1923 г. (II, *51*, стр. 939) после работы норвежского геолога Марстрандера (H. Marstrander, III, *212*), описавшего конгломераты, приуроченные к рудоносной свите Сюдварангера (Киркенессе), мною было указано, что вопрос о взаимоотношении слюдяных гнейсов к гранатовым гнейсам и о их возрасте следует считать открытым.

В настоящее время после исследований Хаусена (H. Hausen, III, *164*, стр. 20) и Седерхольма (J. Sederholm, III, *243*), из которых первый в своей стратиграфической схеме гнейсо-гранитам и гнейсам с гранатом побережья океана отводит более низкое стратиграфическое положение, чем формации Сюдварангера, а последний, кроме того, указывает на находки олигоклазовых гнейсо-гранитов среди валунов конгломератов рудоносной свиты Сюдварангера, т. е. гранитов, которые прорывают и инъецируют наш комплекс слюдяных гнейсов,—можно вопрос о тождестве обоих комплексов считать сомнительным. Комплекс слюдяных гнейсов района Сюдварангера, по Седерхольму, причисляется к ботнийским (1930 г.) и затем к лопарским (1932) образованиям, тогда как наши слюдяные гнейсы, как указано уже выше, очевидно, должны быть причислены вместе с гранатовыми гнейсами скорее к более древним свионийским образованиям (III, *249*, стр. 826 и глава VI об олигоклазовых гранитах). Очевидно вопрос этот требует специальных исследований.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ

5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрографический состав комплекса слюдяных гнейсов довольно однообразен. Можно выделить 3 группы пород, входящих в его состав:

I. Группа биотитовых гнейсов, обнимающая ряд пород, несколько вариирующих по минералогическому составу и структуре, и являющаяся наиболее распространенной. К группе этой примыкают породы состава биотитовых сланцев, развитые здесь в весьма подчиненном количестве.

II. Группа биотитовых мигматитов или гнейсов, возникшая при инъекции гранитов в породы первой группы. Породы этой группы также составляют существенную часть описываемой свиты.

III. Амфиболиты и амфиболовые сланцы вместе с приуроченными к ним магнетитовыми сланцами. Породы эти развиты здесь в весьма подчиненном количестве.

Наконец, среди слюдяных гнейсов был встречен ряд других пород, которые нужно относить к более молодым образованиям.

Сюда относятся: 1) амфиболизированные основные породы — метагаббро и метапироксениты на т. Ахмапахте (№ 1254—1255) и эпидозид на т. Кеттели.

2) Весьма многочисленные пластовые и секущие жилы пегматитового микроклинового гранита, встречавшиеся повсюду при пересечениях этого комплекса пород.

3) Еще более молодые интрузии диабазов в дайковом залегании, в небольшом количестве встреченные в районе Кольского фиорда и на юго-восток от него.

Все эти образования будут описаны мною особо.

6. БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ

Среди биотитовых гнейсов можно различать несколько типов отличающихся друг от друга по минералогическому составу и по текстуре.

Минералогически эти типы характеризуются почти полным отсутствием калиевого полевого шпата и присутствием плагиоклаза — состава олигоклаз-андезина.

По классификации Грубенманна (U. Grubenmann, III, *152*, стр. 179) это плагиоклазо-биотитовые гнейсы мезо- или катазоны.

Это большею частью мелкозернистые или среднезернистые породы серого или темносерого цвета, часто с прекрасно выраженной сланцеватостью, благодаря параллельному расположению листочков биотита (и мусковита), обычно обильных в таких породах.

В случае облекающего расположения биотита вокруг полевого шпата, сланцеватость породы не так отчетливо выражена, и только наложившиеся последующие процессы дислокационного метаморфизма сопровождаемые образованием мельчайших плоскостей скольжения по облекающей слюде, приводят также к образованию листоватой текстуры.

Минералогический состав: кварц, биотит и плагиоклаз и небольшое количество мусковита. Изредка появляется гранат. Из добавочных минералов часто встречаются: турмалин, циркон, апатит, руда и хлорит по биотиту.

Первый из вышеуказанных текстурных типов — сланцеватый плагиоклазо-биотитовый гнейс—широко развит в районе Кольского фиорда и главным образом в южной половине полосы слюдяных гнейсов и благодаря своей сланцеватости и обильному содержанию биотита имеет облик биотитового сланца.

Под микроскопом обнаруживается кристаллобластическая структура и типичная кристаллизационная сланцеватость с весьма слабыми признаками наложившегося впоследствии катаклаза (№ 544). (См. микрофото, табл. III, фиг. 1).

Минералогический состав—кварц, биотит, плагиоклаз в почти равных количествах, немного мусковита и добавочные: турмалин, апатит, руда и циркон.

Перечисление химического анализа на модальный минералогический состав дало нижеследующие результаты (в %) (III, *2*):

Таблица 11

	Биотит $(H_1K)_2(MgFe)_2Al_2Si_3O_{12}$	Альбит $NaAlSi_3O_8$	Анортит $CaAl_2Si_3O_8$	Мусковит $H_2KAl_3Si_3O_{12}$	Кварц SiO_2	Σ	Diff.	Анализ породы № 548
SiO_2	12.52	11.20	5.82	0.11	36.09	65.74	—	65.74
TiO_2	0.64	—	—	—	—	0.64	—	0.64
Al_2O_3	7.07	3.16	5.88	0.10	—	15.21	+0.69	15.90
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	+1.62	1.62
FeO	4.97	—	—	—	—	4.97	—1.31	3.61
CaO	—	—	3.17	—	—	3.17	—	3.17
MgO	2.79	—	—	—	—	2.79	—	2.79
K_2O	3.26	—	—	0.03	—	3.29	—	3.29
Na_2O	—	1.92	—	—	—	1.92	—	1.92
$H_2O > 110$	0.62	—	—	0.01	—	0.63	+0.85	1.48
$H_2O < 110$	—	—	—	—	—	—	+0.13	0.13
% . . .	31.87	12.69	15.76	0.25	36.09	99.00	—	100.36

т. е. 36.09% кварца, 32.05% плагиоклаза, 31.23% биотита и 0.25% мусковита.

Биотит, содержащийся в породе, обладает красно-бурыми цветами полихроизма и, вероятно, содержит Fe_2O_3, откуда очевидно, что дефицит закиси железа (—1.31%) компенсируется избытком окисного железа (+1.62%). Помимо того, окись-закись железа входит в состав магнетита и пирита. TiO_2 причислен входящим в состав биотита. Количество мусковита по вычислениям получилось несколько меньшим, чем можно было предполагать по наблюдениям под микроскопом.

Плагиоклаз по вычислениям содержит 42—43% An (42.5%). Биотит в листочках, расположенных по сланцеватости породы. Иногда изогнут и часто срастается параллельно с мусковитом, образуя мусковито-биотитовые стопочки. Включает циркон. апатит, магнетит и изредка пирит. Около циркона развиты чрезвычайно интенсивные полихроичные ореолы. Изредка биотит переходит в бледнозеленый хлорит. Цвета полихроизма n_g (n_m) темнокрасно-бурый $> n_p$ —соломенно-желтый; псевдоодноосен. Кварц в мелких ксеноморфных зернах, вытянутых по сланцеватости, обнаруживает только слабое волнистое погасание и включает апатит, магнетит и циркон. Плагиоклаз—в мелких ксеноморфных и вытянутых по сланцеватости зернах. Тонкие двойники, часто, по периклиновому и, реже, по периклиновому и альбитовому законам. Плагиоклаз образует вместе с кварцем слоики, располагающиеся между слоиками, сложенными биотитом с мусковитом

(по преимуществу, включает кварц, апатит и руду. Оптически в плагиоклазе определено 36, 38, 39% Ап. По перечислению анализа содержание анортита 42—43% (42.5%).

Мусковит в листочках, развитых подобно биотиту и срастающихся с ним параллельно, но в количестве значительно меньшем.

Турмалин в виде вытянутых призматических столбиков с развитыми гранями призмы. Длинным направлением расположен параллельно сланцеватости. Количество его очень небольшое. Цвета полихроизма n_g —темногрязно-зеленый $> n_p$ почти бесцветный или бледно-розовато-желтый.

Апатит и циркон в мелких идиоморфных зернах, фигурирующих как включения. Пирит, магнетит и лимонит в небольшом количестве и в мелких неправильных зернах.

Описанный образец породы (№ 544 с мыса Пинагорий на восточном берегу Кольского фиорда) был подвергнут химическому анализу в лаборатории Института Геологической карты аналитиком М. Селютиной:

Таблица 12

	I	II	III	IV	V
SiO_2	65.74	62.18	65.63	63.93	56.63
TiO_2	0.64	0.60	Sp.	0.82	1.04
Al_2O_3	15.90	17.10	21.92	16.92	22.41
Fe_2O_3	1.62	1.81	2.64	0.79	0.58
FeO	3.61	1.54	2.12	5.04	5.05
CaO	3.17	4.91	3.09	1,36	1.28
MgO	2.79	2.92	0.30	2.15	2.35
K_2O	3.28	3.77	1.32	4.94	6.15
Na_2O	1.92	2.78	2.13	1.98	2.31
MnO	0.08	—	—	0.04	0.06
$H_2O > 110$	1.48	2.10	1.10	1.43	2.19
$H_2O < 110$	0.13	—	—	0.23	0.31
Σ	100.36	99.71	100.25	99.63	100.28

I. Биотито-плагиоклазовый гнейс. Мыс Пинагорий, Кольский фиорд.

II. Мезо-биотито-плагиоклазовый гнейс седиментогенный. Bérisol, Simplonstrasse, Oberwallis (III *234*, стр. 192).

III. Слюдяный гнейс. Renchtal, Schwarzwald (III, *234*, стр. 663).

IV. } Филлит {светлый слой} Ajonokka Messukyla, Tammerfors (III*248*,
V. } {темный слой} Финляндия. стр. 21).

Из приведенного анализа вытекают нижеследующие особенности химического состава нашего биотито-плагиоклазового гнейса: 1) превышение содержания глинозема (Al_2O_3) над суммой содержания K_2O над Na_2O.

Эти особенности химического состава, как известно, характеризуют седиментогенную природу исходного материала (III, *234*, стр. 628—635). С другой стороны, типичного для осадочных пород превышения содержания MgO над CaO здесь нет. Однако, принимая во внимание и то, что в некоторых случаях в седиментогенных породах содержание MgO может быть значительно ниже CaO, как, например, выше приведенный анализ слюдяного гнейса из Renchtal Шварцвальда (III, *234*, стр. 663), можно допустить, что и описываемый биотито-плагиоклазовый гнейс по своему химическому составу имеет признаки седиментогенной породы.

Вычисленная формула Ф. Ю. Левинсона-Лессинга дает символы 1.22 $\overline{RO} \cdot R_2O_3$ 6.59 SiO_2; $R_2O : RO = 1 : 2.07$; $\beta = 33.69$; $\alpha = 3.12$ или $\frac{1.22}{3.12}$ (III, *30—31*). Эти символы близки к символам адамеллитов, отличаясь лишь отношением R_2O к RO и значительным превышением $CaO + Na_2O + K_2O$ и значительное превышение содержание K_2O над Na_2O.

Вычисленная формула по Ниггли (III, *219*) и сравнение ее с формулами близких пород Финляндии, приводимых Эсколя (III, *125*, стр. 68—71 и 75—80), дает следующие результаты (см. табл. 13).

Таблица 13

	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	сеч.	Минеральный состав
I	255	1.8	—	36.3	35.3	13	15.2	0.53	0.57	0.37	3	36 Qu 32 Pl_{42} 31, 5 Bt, Mu
VI	283	2.5	—	37	39	9	15	0.73	0.42	0.24	2	Qu, Bt, Pl, Mt, Pyrit
IV	262	2.5	0.3	41	32.5	6	20.5	0.62	0.39	0.18	2	Mi, Pl, Qu, Bt, Mu. Graph.
V	195	3	0.2	45.5	28.5	5	21	0.64	0.44	0.17	2	Bt, Mu, Mi, Pl, Qu, Graph.

I. Биотито-плагиоклазовый гнейс. Мыс Пинагорий, Кольский фиорд.

VI. Слюдяной сланец. Outokumpu Ioensu, Финляндия (III, *125*, стр. 68—71).

IV, V } Филлит { светлый слой, темный слой } Ajonokka Messukyla, Tammerfors (III, *248*, стр. 21), Финляндия

Биотитовый гнейс с Кольского фиорда несколько богаче CaO, чем другие из приводимых пород. Вследствие этого состав нашей породы проектируется на 3-м сечении тетраэдра Ниггли, тогда как состав других пород проектируется на втором его сечении. Точка химического состава нашего гнейса проектируется вне поля эруптив-

ных пород, правда, располагась с ним по соседству (на 2-м сечении). Приблизительно так же, но несколько дальше от поля эруптивных пород, проектируются и точки химического состава приводимых седиментогенных пород из Финляндии.

Слюдяной сланец из Ioensu относится, по Эсколя, к метаморфическим осадкам карельской зоны (III, *125*, стр. 68—71). Филлиты Таммерфорса, по Седерхольму, представляют типичные древние метаморфизованные осадки, принадлежащие к серии древнейших метаморфических пород Финляндии (Grundgebirge по Эсколя, III, *125*, стр. 75—80).

Совершенно очевидно, что химический состав нашей породы не дает вполне определенного ответа на вопрос о генезисе исходного материала.

С другой стороны, по формуле Левинсона-Лессинга, порода близка к адамеллитам, что между прочим совпадает с высказанным Грубенманном соображением об обычной близости по составу плагиоклазо-слюдяных гнейсов к кислым диоритам (III, *152*, стр. 179). И, наконец, с третьей стороны, по формуле Ниггли и по проекции точки химического состава породы в тетраэдре усматривается седиментогенное происхождение исходного материала нашего биотито-плагиоклазового гнейса.

К сожалению, „ein allgemein anwendbares Rezept zur Bestimmung eines Gneisgesteins in Bezug auf seine Abstammung gibt es nicht", говорит справедливо Озанн (A. Osann, III, *234*, стр. 664).

Подобного текстурного типа породы иногда несколько изменяются по своему минералогическому составу,—обогащаясь мусковитом и содержа небольшое количество ксенопорфиробласт граната (№ 617). Мусковит при этом развит здесь в виде аггрегатов участками, может быть, по калиевому полевому шпату (?). Порода содержит также турмалин с зональной окраской—синего цвета в ядре и плагиоклаз с содержанием 36—37% An. Содержание граната и увеличение количества мусковита указывает на увеличение глинозема и K_2O в этом типе пород, что для данного комплекса пород в районе Кольского фиорда является скорее редким явлением.

Среди подобного типа пород встречались прослойки (тонкие), состоящие почти исключительно из кварца (№ 543) и в них же заключены, иногда, светлые полосы мелкозернистой породы с кристаллобластической структурой и выраженной сланцеватостью, благодаря параллельному расположению небольшого количества листочков мусковита. Порода состоит из плагиоклаза с содержанием 16% An, кварца, мусковита и ничтожной примеси биотита. Добавочные—редкие апатит и циркон.

Вместе с обогащением кварцем в таких породах, повидимому, происходит и увеличение кислотности плагиоклаза: 23% An (№ 543) и 15—17% An. Такие породы по составу уже близки, или иногда соответствуют биотитовым или биотито-мусковитовым сланцам.

Другой текстурный тип породы отличается от описанного тем, что полевой шпат или кварц имеют эллиптическую форму развития и окружены крупными цельными листочками биотита. С появлением этой своеобразной текстуры сланцеватость породы становится менее ясной. При наличии такой структуры порода не имеет сплошь и рядом следов катаклаза—это своеобразная форма кристаллизационной сланцеватости (№ 227) (см. микрофото, табл. III, фиг. 2).

В подобной породе (№ 227) полевого шпата больше, чем кварца; биотит обладает по n_g (n_m) красно-бурым цветом $> n_p$ — светло-желтый. Плагиоклаз содержит 37% Ап. В породе содержится, кроме того, небольшое количество граната в мелких зернах, кроме циркона и апатита, и добавочный ортит. Иногда вместе с биотитом развит мусковит (№ 245, хребет Пинагорий). Иногда количество граната и здесь возрастает до видимого невооруженным глазом, как, например, в выходе породы на ЮЗ от мыса Белокаменного, и порода становится гранатовым гнейсом (№ 1984). Гранат развит в порфиробластах (иногда это идиобласты). Плагиоклаз содержит 35—36% Ап. В породе также встречен в небольшом количестве турмалин.

В некоторых случаях появляется и здесь мусковит, и порода обедняется биотитом. Плагиоклаз с 20% Ап (№ 562 у устья р. Лавны), или же порода обогащается кварцем (№ 247—у мыса Пинагорий).

Частным видоизменением этой текстуры является наложение катаклаза и образование из зерен плагиоклаза линзочек, окруженных биотитом с мелкими зернами раздробленного кварца и полевого шпата. В начальную стадию такого процесса появляется структура, весьма схожая с бласто-псаммитовой, однако это псевдо-бласто-псаммитовая структура. При более сильном катаклазе появляется отчетливая очковая текстура, или образуются грубые милониты или даже бластомилониты (Sander), как это можно видеть в обнажении у устья р. Лавны. При этом процессе гранат часто переходит в биотит (по трещинам); наконец, здесь же наблюдается изредка переход биотита в хлорит.

Подобного текстурного типа биотитовые гнейсы развиты вместе с первым типом, и главным, образом, в южной части полосы (в районе Кольского фиорда).

7. МИГМАТИТЫ СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ

Вторая группа пород—биотито-плагиоклазовые мигматиты в районе Кольского фиорда развиты, главным образом, в северной части полосы изучаемой свиты. Так, на западном берегу Кольского фиорда их выходы встречались от д. Белокаменной почти до р. Киевараки и на восточном берегу от Мохнаткиной пахты и с перерывами почти до тони Ереминской. Кроме того, неширокая полоса мигматитов была встречена непосредственно на юг от мыса Мишукова на западном берегу фиорда, т. е. среди комплекса биотитовых гнейсов.

В обнажениях возвышенности Мохнаткина пахта (и ее южном склоне), а также во многих местах западного берега фиорда можно видеть, как серые олигоклазовые кварцевые диориты, принадлежащие к комплексу плагиоклазовых гранитов, производят послойную инъекцию слюдяных гнейсов с образованием артеритов, небулитовых артеритов и мигматитов. Образований типа эруптивных брекчий не пришлось встретить, и, повидимому, здесь распространен только тип согласной инъекции (III, *255*).

Мигматиты в большинстве случаев мегаскопически хорошо отличимы от описанных выше биотитовых гнейсов. Это породы, характеризующиеся преимущественно светлосерым цветом, благодаря обилию полевого шпата, располагающегося то неравномерно с образованием жилообразных полос, согласных со сланцеватостью гнейсов, то, наоборот, рассеянных более или менее равномерно по всей массе породы. Иногда эти светлые полосы принадлежат олигоклазовым, или микроклиновым пегматитам—очевидным виновникам явлений инъекций, но в таких случаях развитых в жильном залегании и образовавшихся вероятно, в последнюю фазу магматических процессов.

Под микроскопом наблюдается в мигматитах средняя зернистость, кристаллобластическая структура и в большинстве случаев текстура облекающего расположения темно-окрашенного биотита вокруг светлых минералов. В отличие от вышеописанной оригинальной структуры облекания в биотитовых гнейсах в данном случае облекающий биотит имеет обычно разорванные корродированные контуры и является примешанным к аггрегату мелких зерен кварца и полевого шпата. Такая текстура тем отчетливее выражена, чем больше сохранилось в породе биотита, и в случае его незначительного содержания сохраняется лишь на небольших участках сечения шлифа породы.

Минералогический состав — плагиоклаз, кварц, биотит обычно, реже мусковит и очень редко микроклин.

Добавочные минералы—апатит, руда, циркон, немного вторичных эпидота и хлорита.

Плагиоклаз—главная составная часть породы, в эллиптических формах, с двойниками по альбитовому и, редко, периклиновому законам. Типичны пойкилитические включения кварца (иногда очень многочисленные), которые, вероятно, следует считать за остатки нерезорбированного кварца биотитового гнейса (№ 626). Редкие вростки микроклин-антипертита, мирмекита, кварца. Плагиоклаз обычно с содержанием 20% Ап. Кварц обычно в меньшем количестве, чем плагиоклаз, развит в крупных зернах или же в мелких индивидах, занимающих промежутки между крупными зернами породы. В крупных зернах наблюдается обычное волнистое погасание. Изредка кварц включений имеет корродированную ромбическую форму по бипирамидальному кварцу модификации β (?).

Биотит мигматитов в большинстве случаев отличается своими цветами полихроизма от биотита слюдяных гнейсов—по n_g (m_m) бурый и иногда зеленовато-бурый > n_p светложелтый. Красно-бурая окраска биотита биотито-плагиоклазового гнейса здесь исчезла, вероятно, благодаря переходу окисного железа биотита слюдяного гнейса в закисную форму. Количество хлорита очень изменчиво, от очень малого и до весьма значительного. Характерно для биотита его облекающее расположение, его растрепанный клочкообразный вид, возникший, вероятно, вследствие его коррозии.

Вместе с биотитом иногда ассоциирует и мусковит. Микроклин встречен в соседстве породы с инъецирующими жилами микроклинового пегматита. Апатит и руда в небольшом количестве—последняя развита в мезостазисе.

Иногда в контакте с плагио-пегматитом плагиоклаз-биотитового гнейса приобретает зональность неправильную, или пятнами, содержит 33% An в центре и 24% An на краю зерна (обр. № 229). Подобного типа мигматиты часто несут признаки воздействия на них дислокационных процессов с образованием текстур, аналогичных описанным для биотитовых гнейсов, вплоть до образования очковых гнейсов. При этом и здесь в составе плагиоклаза также наблюдаются изменения с образованием неправильной зональности — с содержанием в ядре 20% An и на краю 9% An. Одновременно с этим в породе обычно появляется эпидот, расположенный в промежутках между крупными минералами (№ 224). Кроме того, в этих породах возникают новообразования биотита по трещинам плагиоклаза, что свидетельствует об очень раннем моменте описываемых явлений дислокационного метаморфизма. Явления катаклаза иногда сопровождаются также хлоритизацией биотита.

При изучении чрезвычайно обширной коллекции пород, собранной П. В. Виттенбургом, в том же районе Кольского фиорда были обнаружены тоже два текстурных типа биотито-плагиоклазовых гнейсов и различные типы мигматитов. Следует отметить, однако, что среди образцов его коллекции преобладает текстурный тип с облекающим расположением биотита. В некоторых случаях (обр. № 50) текстура эта чрезвычайно напоминает бластопсаммитовую реликтовую структуру, являясь вероятнее всего своеобразным видоизменением контактовой мостовообразной структуры (Pflasterstructur) (см. микрофото, фиг. 2, табл. III). Образцы сланцеватых биотитовых гнейсов оказались в коллекции редкими. Встретилось всего несколько образцов пород, бедных полевым шпатом и могущих назваться биотитовыми сланцами. Среди биотитовых гнейсов несколько образцов оказалось содержащими гранат, и в одном, вместе с этим, обнаружен был силлиманит—что также говорит о местном обогащении пород глиноземом. Среди большого разнообразия мигматитов в коллекции оказалось не-

сколько бóльшее количество пород с содержанием микроклина,—чем это получалось по моим наблюдениям. Территориальное распространение описанных типов пород, по данным П. В. Виттенбурга, осталось тем же, что было выше описано.

В районе на восток от Кольского фиорда, при общей аналогии состава группы пород биотитовых гнейсов, встречены были и некоторые отклонения, оставшиеся невыясненными. Наиболее распространен здесь тип биотитового гнейса с облекающим расположением биотита и с редкими переходами в сланцеватые гнейсы. Часто эти породы изменены дислокационными процессами и приобретают листоватость. Гнейсы почти всегда содержат призмочки турмалина, иногда сломанные и залеченные выделениями руды, что указывает на раннюю стадию механических деформаций.

Другой особенностью развитых здесь биотитовых гнейсов является появление в них граната, как, например, в обнажениях на т. Маляурвыд гранатовые сланцеватые гнейсы сопровождают амфиболо-магнетитовые сланцы (аналогично обнажению у устья р. Лавны на Кольском фиорде) На юго-западном склоне т. Юксвыд Кильдинской биотитовые гнейсы, как и обычно, перемежаются с гранатовыми гнейсами, а на северо-запад от т. Виромуайвинч до озера Вочемяур встречались редкие выходы биотито-гранатовых гнейсов (обн. 1753—1755). Для этого последнего района, ввиду его плохой обнаженности, а главное работ поздней осенью во время дождя и тумана (при отсутствии карты), осталось неясным, является ли появление здесь гранатовых гнейсов местным изменением состава свиты биотитовых гнейсов или же в результате тектонических усложнений (погружение или воздымание осей складок и т. д.). Поэтому проведенная здесь граница комплекса слюдяных гнейсов интерполяцией по границам на т.т. Юксвыд и Виромуайвинч и, наконец, в районе Кольского фиорда является условной. Будущие более детальные исследования, при наличии топографической основы, смогут установить причину упомянутых видоизменений.

В северной половине полосы биотитовых гнейсов здесь, как и на Кольском фиорде, развиты мигматиты биотитовых гнейсов (т.т. Виромуайвинч, Савпавелпахк).

При пересечении комплекса слюдяных гнейсов в районе р. Уры и еще западнее в районе озера Кеттелияур наблюдались слюдяные гнейсы, аналогичные району Кольского фиорда. Тип гнейсов с облекающим расположением биотита здесь более распространен. Среди них встречены разности с небольшим содержанием граната (ставролита) и силлиманита, как, например, на северных отрогах т. Ахмапахты (№ 1253).

В северной части полосы развития слюдяных гнейсов наблюдается здесь также согласная инъекция олигоклазовыми гранитами и образование мигматитов.

На запад от группы озер Кеттелияур и Урица развиты микроклиновые поррьяс-граниты и ара-граниты, которые прорывают комплекс слюдяных гнейсов. Среди этих гранитов встречались многочисленные включения пачек слюдяных гнейсов и роговикового характера пород, возможно, образовавшихся за счет биотитовых гнейсов.

На запад от этого массива микроклиновых гранитов в биотитовых гнейсах с т. Урица III обнаружен был в небольшом количестве силлиманит. На пространстве между этим массивом гранитов и р. Зап. Лицей маршрут мой прошел по полосе развития гранатовых гнейсов оказавшихся здесь бедными гранатом, повидимому, благодаря замещению его биотитом или хлоритом. Помимо того, в обнажениях на р. Зап. Лице в биотитовых гнейсах часто встречался гранат, и иногда, даже в значительном количестве. Так, например, в лежачем боку обнаруженного здесь магнетитового сланца залегает гранатовый гнейс (№ 1292).

Почти непосредственно на юг от этого обнажения развиты биотито-гранатовые гнейсы, а на севере от него в биотитовых гнейсах часто обнаруживается гранат. Вследствие этого граница между свитами биотитовых и гранатовых гнейсов здесь весьма неопределенна и в особенности при маршрутных исследованиях может быть проведена только условно. Севернее порога Пава-коски на р. Зап. Лице и в южной части фиорда Зап. Лицы развиты, главным образом, уже биотитовые гнейсы, переходящие в районе колонии Зап. Лицы и на север от нее в артериты и мигматиты олигоклазовые или, реже, микроклиновые.

По характеру текстуры в этом районе преобладает тип гнейса с облекающим расположением биотита. Наконец, здесь также нередко обнаруживался в гнейсах турмалин.

На водоразделе рр. Зап. Лицы и Китовой (Титовки) и по р. Китовой слюдяные гнейсы не приобретают каких-либо особенных черт Преобладает текстурный тип с облекающим расположением биотита. В южной части полосы развития свиты часто встречаются тонкие пласты биотитовых гнейсов, содержащие гранат. Изредка встречается силлиманит (№ 1068, в районе колонии Китовки) и очень часто гнейсы содержат примесь идиоморфного турмалина. Однако, здесь южная граница свиты отчетливо устанавливается, благодаря хорошей обнаженности и сравнительно резкой смене биотитовых гнейсов гранатовыми гнейсами (на водоразделе рр. Китовой и Зап. Лицы). Северная граница, как и обычно, менее определенна благодаря развитию значительного пояса мигматитов при инъекции олигоклазовых и частью микроклиновых гранитов (близ ф. Китового).

Следует, наконец, отметить, что на запад от р. Китовой наблюдалась также очень сильная инъекция гнейсов на протяжении от устья реки до первого водопада. Тем не менее комплекс этих пород мною продолжен до границы с Финляндией, основываясь на изучении мате-

риалов П. В. Виттенбурга из района ф. Долгого, как это уже указывалось выше.

В южной полосе слюдяных гнейсов, судя по немногочисленным обнажениям на южном конце т. Вагавыд и у Шонгуй-вараки, развиты сланцеватые роговики и гнейсы (№№ 1986, 973) с прослоями биотито-гранатовых гнейсов (№ 1987). Гнейсы эти прорываются пластовыми жилами белого и розового пегматитового гранита, частью их инъецирующего (№№ 975, 973). Плагиоклаз в этих породах содержит 20—24% Ап, и в инъецированных породах появляются то микроклин, то микроклин-микропертит с оптическими константами $2V(\mp) = 71°$; $\perp$ (001) n_g 82° n_m 11° n_p 82° (в гранатовом гнейсе № 975). В остальном породы тождественны таковым северной полосы.

Интересно отметить, что в прослоях гранатовых гнейсов гранат обычно изменяется по трещинам в биотит, иногда почти нацело, что следует связывать с воздействием имбибирующих щелочных растворов, сопровождавших инъекцию гранитов.

8. АМФИБОЛИТЫ И АМФИБОЛОВО-МАГНЕТИТОВЫЕ СЛАНЦЫ

Переходя к описанию группы амфиболитов, прежде всего остановимся на тех типах из них, которые сопровождаются магнетито-амфиболовыми сланцами, или рудоносными пластами.

Геологически магнетитовые сланцы имеют всегда пластовый характер залегания (согласное залегание), обладают небольшой мощностью и всегда, более или менее, резко ограничены от заключающих их пород. По простиранию и по падению мне не удавалось их прослеживать, но магнитометрическая съемка А. С. Пуртова (III, *62*) дает основание предполагать о их выклинивании по простиранию при весьма разнообразном протяжении—от нескольких метров и до 3 км при мощности от 10 и до 20—40 м. О протяжении магнетитовых сланцев по падению Пуртов указывает на основании магнитометрических исследований, что в некоторых случаях можно говорить о их большом протяжении на глубину, а в других, наоборот, о быстром их выклинивании (II, *62*, стр. 50—52).

Весьма важный вопрос, какие породы являются заместителями магнетитовых сланцев при их выклинивании по простиранию и по падению, не является ясным, можно лишь предполагать на основании геологических наблюдений и указаний Пуртова (II, *62*, стр. 51), что этими породами являются вероятно амфиболиты разнообразного состава. Но является ли это общим правилом, пока надо считать вопрос открытым. В отдельных месторождениях магнетитовых сланцев мы имеем следующие геологические соотношения.

В районе Кольского фиорда в месторождении у мыса Пинагорьего падение пород на юго-запад и в висячем боку рудоносного

пласта залегают биотитовые гнейсы, иногда содержащие небольшое количество граната (см. описанные обр. №№ 544 и 617). Рудоносная порода начинается гранато-амфиболовым сланцем (№ 618), имея резкую границу по отношению к биотитовому гнейсу. Ниже располагается магнетито-амфиболовый сланец общей мощностью около 6—7 м, заключая в себе прослои амфиболового сланца, почти не содержащие руды (№№ 621, 542, 520, 541 и 619). В лежачем боку этого пласта располагается сланцеватый плагиоклазовый амфиболит, в котором обнаружена прослойка около 20—30 см магнетитового сланца. Граница между амфиболитом и магнетитовым сланцем резкая. Ниже этого амфиболита следуют снова биотитовые гнейсы, имея с ним также резкую границу.

В плохом обнажении, вероятно того же пласта, но дальше от берега, в висячем боку наблюдались биотитовые гнейсы, а в лежачем — сланцеватые амфиболиты. Мощность пласта магнетитового сланца около 2.5 м (№ 628).

На западном берегу Кольского фиорда в месторождении у устья р. Лавны породы также падают на юг. В висячем боку залегают биотито-гранатовый гнейс (№638), перемежащийся с биотито-амфиболо-гранатовым гнейсом, прорываемый белыми пегматитами. Затем следует магнетито-пироксеновый и амфиболовый сланец (№№ 564, 639), заключающий в себе многочисленные прослойки (до 0.5 м мощности каждая) гранато-амфиболовой породы (№№ 640—641 и 566) и биотито-гранатового сланца (около 1—1.5 м мощн.) и рядом с ним пегматитовую жилу (около 1 м мощностью). Общая мощность с перерывами в обнажениях мною была оценена около 20—25 м. В лежачем боку, после перерыва в обнажении, обнаружены были биотитовые гнейсы (№ 642).

Во втором месторождении на восточном склоне т. Мишукова два небольшой мощности пласта магнетитового сланца (№ 633) мощностью 0.70 м и 0.50 м оказались заключенными в плагиоклазовый амфиболит (№ 634). Пласты падают на юг.

В месторождении „под сосной" также на склоне т. Мишуковой, для которого был составлен профиль П. В. Виттенбургом, имеем добавочный материал к моим наблюдениям, по которому видно, что магнетитовые сланцы (№ 695) приурочены к амфиболитам, перемежаясь с ними, и пачка эта прорвана жилами пегматитового гранита (в лежачем боку с севера и в середине пласта амфиболита). Общая мощность наблюдавшегося пласта около 4—5 м.

В месторождении (обнажение 1726) на восточном склоне т. Маляурвыд тонкие прослои магнетитового сланца (№ 2003) приурочены к плагиоклазовому амфиболиту, содержащему магнетит (№ 2002) и инъецированному диоритом.

В месторождении (обн. 631) на восточном берегу р. Зап. Лицы в лежачем боку магнетитового сланца залегают биотито-гранатовые

гнейсы (№ 1292), образуя с ним резкую границу. Гранатовые гнейсы прорываются здесь белым пегматитовым гранитом, содержащим гранат.

Магнетитовый сланец обладает мощностью 1.5—2 м и пересекается вкось его слоистости кварцево-гранатовой с магнетитом жилкой (№№ 1293—1295). См. табл. III, фиг. 3). В висячем боку пласта залегают амфиболиты и еще далее биотитовые гнейсы.

В месторождении у колонии Китовки (обн. 667) магнетитовые сланцы расположены в виде тонких прослойков в серых биотитовых гнейсах, иногда содержащих магнетит (№ 1064—1066). Серия этих пород пронизана пластовыми и секущими интрузиями гранитов и в общем составляет пачку около 15 м мощности.

Петрографически магнетитовые сланцы довольно разнообразны. Опишем главнейшие их типы.

В пласте магнетитового сланца с м. Пиногорьего обнаружены сланцы состава 1) кварц + магнетит + грюнерит-куммингтонит (№№ 619, 641), 2) кварц + магнетит + грюнерит - куммингтонит + сине-зеленый амфибол (№№ 620 и 542), 3) кварц + магнетит + сине-зеленый амфибол + грюнерит[1] (№ 621).

Все разности имеют отчетливую полосчатую текстуру. Слоики различного минералогического состава толщиной от долей миллиметра до 0.5 см перемежаются друг с другом с различной частотой. (См. фото штуфа, табл. II, фиг. 2).

Так, в трех шлифах первого типа породы слоики оказались состоящими 1) из магнетита главным образом + (амфибол + кварц) и 2) амфибол + кварц + (изредка магнетит). Взаимоотношения друг по отношению к другу этих слоиков характеризуются такими отношениями

На сечение 23 мм 20 магнетит. слоиков $\overset{>}{+}$ 19 амфиб-кварц. слоиков

„ „ 14 „ 12 „ „ $\overset{<}{>}$ 12 „ „

„ „ 15 „ 8 „ „ $\overset{<}{+}$ 7 „ „

Знаки $> \overset{<}{>} <$ указывают, какая из пород занимает большую площадь сечения. Мы видим, что имеются все колебания. (См. микрофото, табл. IV, фиг. 1).

В магнетитовых сланцах с сине-зеленым амфиболом полосчатость не так резко выражена, вследствие более рассеянного расположения магнетита. Но полоски породы, почти не содержащие магнетита, имеются и здесь.

---

[1] Для сокращения в дальнейшем амфибол ряда грюнерит—куммингтонита я буду называть грюнеритом.

Грюнерито-магнетитовый сланец располагается в висячем боку пласта. Второй тип располагается ниже, и, наконец, третий тип—в лежачем боку пласта.

В грюнерито-магнетитовом сланце (№ 619—541) под микроскопом обнаруживается, что магнетитовые слоики иногда являются сплошными и содержат немного примеси кварца и грюнерита и небольшое количество карбоната. Слоики эти, утоньшаясь на протяжении шлифа, иногда совершенно выклиниваются, или, внезапно утолщаясь, соединяются с другим соседним слоиком. При выклинивании магнетитового слоика по направлению мыслимого его продолжения порода имеет характер нормального сложения своего промежуточного слоика.

Структура породы мелкозернистая и кристаллобластическая с теми особенностями, которые создаются: 1) частым идиоморфизмом по призматической зоне амфибола и при вытянутости по оси С, расположенной параллельно сланцеватости, 2) остроугловатыми, входящими друг в друга контурами кварца и 3) иногда ясно мезостатическим развитием магнетита.

Таблица 14

	619 %	639 %
SiO_2	45.89	48.98
TiO_2	0.10	0.11
Al_2O_3	2.58	7.20
Fe_2O_3	24.90	8.71
FeO	22.86	27.55
MgO	1.91	1.68
CaO	1.22	3.92
Na_2O	0.37	0.51
K_2O	0.32	0.71
P_2O_5	0.14	0.10
SO_3	0.23	0.10
Итого	100.52	99.57
Fe_2O_3 растворимый в H_2SO_4	43.51	26.28

№ 619. Грюнерито-магнетитовый сланец. Мыс Пинагорий. Кольский фиорд. Аналитик Е. А. Свержинская. Инст. Геологической карты.

№ 639. Грюнерито-магнетитовый сланец. Река Лавна. Кольский фиорд. Аналитик Е. А. Свержинская. Инст. Геологической карты.

Формула по Ниггли:

№№ обр.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
619	103.7	3.4	92.3	2.9	1.2	0.37	0.07	0.03
639	103.1	10.2	77.4	10.1	2.3	0.41	0.07	0.13

Кроме перечисленных минералов, в породе содержится немного карбоната Ca или Mg и добавочный апатит. Количественный минералогический состав, как очевидно из описанной ранее текстуры, непостоянен. Вычисление минералогического состава из валового химического анализа обр. № 619 дало следующие результаты (см. табл. 14 и 15).

	Апатит $(F,Cl)Ca_5P_3O_{12}$	Титано-магнетит Fe_2TiO_4	Пирит FeS_2	Магнетит Fe_3O_4	Амфибол					Кальцит $CaCO_3$	Кварц SiO_2
					$FeSiO_3$	$MgSiO_3$	$NaAlSi_2O_6$	$KAlSi_2O_6$	$MgAl_2Si_2O_6$		
SiO_2	—	—	—	—	9.53	2.00	1.44	1.24	0.85	—	30.83
Fe_2O_3	—	—	—	24.90	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	0.18	0.11	11.20	11.37	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	—	—	—	0.61	0.52	1.45	—	—
CaO	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	1.04	—
MgO	—	—	—	—	—	1.34	—	—	0.57	—	—
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0.37	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	0.32	—	—	—
TiO_2	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	0.23(0.1)	—	—	—	—	—	—	—	—
F(Cl)	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.32	—
Σ%	0.33	0.28	0.19[1]	36.10	20.91	3.34	2.42	2.09	2.87	2.36	30.83

31.63%

Для амфибола сделано два варианта вычисления состава и соответственно этому получается различное количественное содержание других минералов. Оба варианта дают следующие отношения:

Таблица 16

		I		II	
Магнетит	36.10	36.38	36.10	36.38
Титаномагнетит	0.28		0.28	
Амфибол		31.64		32.55
Кварц		30.83		30.36
Пирит		0.19		0.19
Апатит		0.33		0.33
Кальцит		2.36		1.07

Так как второй вариант дает меньшее содержание кальцита, то надо считать его более вероятным, ибо изучение породы п. м. указывает на ничтожное содержание карбоната.

Магнетит, как уже указывалось, дает сростки ксеноморфные, остроугольные и вытянутые в виде слоика, иногда располагающегося отчетливо между зернами кварца и амфибола или заполняя их трещины.

Кроме того, магнетит развит в виде зернышек мелких округлых или даже идиоморфных, как включение в кварце. Иногда отдельное зерно кварца бывает усеяно такими включениями. Редко магнетит включен в амфибол. Только один амфибол по отношению к магнетиту образует иногда грани (110).

Таблица 15

Анализ	I Diff.	II Diff.	Амфибол					Кальцит $CaCO_3$	Кварц SiO_2	Апатит $(Fe,Cl)Ce_5P_3O_{12}$	Титано-магнетит Fe_2TiO_4	Пирит FeS_2	Магнетит Fe_3O_4
			$FeSiO_3$	$CaMg_3Si_4O_{12}$	$NaAlSi_2O_6$	$KAlSi_2O_6$	$MgAl_2Si_2O_6$						
45.89	—	—	9.53	2.47	1.44	1.24	0.85	—	30.36	—	—	—	—
24.90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24.90
22.86	—	—	11.37	—	—	—	—	—	—	—	0.18	0.11	11.20
2.58	—	—	—	—	0.61	0.52	1.45	—	—	—	—	—	—
1.22	—	—	—	0.44	—	—	—	0.6	—	0.18	—	—	—
1.91	—	—	—	1.34	—	—	0.57	—	—	—	—	—	—
0.37	—	—	—	—	0·37	—	—	—	—	—	—	—	—
0.32	—	—	—	—	—	0.32	—	—	—	—	—	—	—
0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—
0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	—	—	—
0.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.23(0.1)	—
—	+0.01	+0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
—	+1.32	+0.47	—	—	—	—	—	0.47	—	—	—	—	—
100.52	—	—	20.91	4.25	2.42	2.09	2.87	1.07	30.36	0.33	0.28	0.19[1]	36.10

32.54%

Таблица 17

	I вариант						II вариант					
	$FeSiO_3$	$MgSiO_3$	$NaAlSi_2O_6$	$KAlSi_2O_6$	$MgAlSi_2O_6$	Σ	$FeSiO_3$	$CaMg_3Si_4O_{12}$	$NaAlSi_2O_6$	$KAlSi_2O_6$	$MgAl_2Si_2O_6$	Σ
SiO_2	30.12	6.32	4.55	3.92	2.78	47.69	29.28	7.59	4.42	3.81	2.61	47.71
Al_2O_3	—	—	1.92	1.64	4.58	8.14	—	—	1.87	1.60	4.45	7.92
FeO	35.93	—	—	—	—	35 93	34.93	—	—	—	—	34.93
MgO	—	4.23		—	1.80	6.03	—	4.11	—	—	1.76	5 87
CaO	—	—	—	—	—	—	—	1.35	—	—	—	1.35
Na_2O	—	—	1.17	—	—	1.17	—	—	1.13	—	—	1.13
K_2O	—	—	—	1.01	—	1.01	—	—	—	0.98	—	0.98
Σ%	66.05	10.55	7.61	6.57	9.17	99.98	64.21	13.05	7.42	6.39	8.83	99.92

[1] 0.11 FeO + 0.23 SO_3 при перечислении на FeS_2 = 0.19.

Амфибол при перечислении анализа дает следующий химический состав по обоим вариантам в % (см. выше) табл. 15 и 17.

По составу (второго варианта) роговая обманка содержит весьма значительное количество метасиликата железа—грюнерита 64.21% и около 21.88% приходится на актинолит-тремолитовую молекулу + силикат Чермака и, наконец, 13.81% на натриево-калиевый силикат, т. е. амфибол наш принадлежит к ряду грюнерит-куммингтонита, но со значительным содержанием щелочей (и CaO).

Оптические свойства: бесцветный и очень бледножелтый не полихроичный $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.030$; 2V близок к 90°; $\rho < v$ отчетливая. По Сундиусу (N. Sundius. III, *266*, стр. 163 и *53*, стр. 517 и *267*, стр. 330), приблизительно такими же оптическими свойствами обладают: 1) амфибол из Ö· Silvergruvan, содержащий 40.83% грюнерита, 44.41% куммингтонита и 14.75% метасиликата марганца и 2) амфибол из Uttersvik, содержащий 49.27% $FeSiO_3$, 14.32% $MnSiO_3$ и 36.41% $MgSiO_3$. Совершенно очевидно, что при одинаковых оптических свойствах всех трех амфиболов в химическом их составе можно усмотреть между нашим амфиболом и амфиболом из Uttersvik ту общую сторону, что количество $FeSiO_3$—66 05—64.21% на 35.95—35.79% остальных компонентов в нашем амфиболе и $(FeSiO_3 + MnSiO_3) = 63.59\%$ на 36.41% $MgSiO_3$ в амфиболе из Uttersvik являются практически тождественными (!). Приблизительно то же положение по составу занимает наш амфибол и по новой диаграмме, составленной для этого ряда Уинчеллем (A. Winchell. III, *300*).

Амфибол образует вытянутые по оси C зерна иногда с гранями (110). Частые полисинтетические двойники. Включает редко кварц и магнетит.

Кварц в мелких зернах остроугольных или с остроизвилистыми контурами, волнистое погасание довольно интенсивное, изредка включает мелкие зерна амфибола и апатита и сам развит как включение в амфиболе. Включения магнетита очень обильны, но не во всех зернах кварца. Кварц породы очень напоминает жильный кварц (!).

Кальцит с редкими двойниками скольжения, ксеноморфен и развит, главным образом, в полосках, содержащих магнетит, и иногда как включение в магнетитовом сростке и включает изредка зерна магнетита.

Во втором типе породы полосчатая текстура не столь резко выражена вследствие более равномерного распределения магнетита и большого количества амфибола (преобладающего). Зеленый амфибол здесь в небольшом количестве и приурочивается, главным образом, к магнетитовым прослойкам, так что промежуточные прослойки состоят часто только из кварца + грюнерит, т. е. аналогичны первому типу сланца. Оба амфибола вытянуты по оси C и иногда развивают грани призмы. Интересно отметить, что амфиболы эти часто образуют здесь

параллельные срастания с неправильными контурами разграничения, или срастаясь по плоскости (100). Для последних случаев были встречены, кроме того, многочисленные срастания и в двойниковом положении, аналогичные описанным мною в 1912 г. для амфиболов из амфиболовых сланцев юго-восточной Финляндии (А. А. Полканов, III, *38*). Амфиболы редко включают: магнетит по трещинам или в виде зерен, кварц и встречено несколько зерен циркона (?), окруженных полихроичными ореолами. Описанные взаимные отношения амфиболов указывают на их более или менее одновременное образование. Оптические свойства: 1) для бесцветного или не полихроичного грюнерита— 2V близок к 90°, $v > \rho$; $n_g - n_p = 0.029$, 2) для зеленого амфибола 2V (+) — 55°; $v < \rho$; n_g —темносине-зеленый $\geqslant n_m$ темнооливково-зеленый $> n_p$ светложелтовато-зеленый; $n_g : C = 13.5°$; $n_g - n_p = 0.022$. Оба амфибола имеют совершенную спайность по (001) (кроме 110). Магнетит и кварц, аналогичные описанным, но в меньшем количестве, чем в первом типе породы.

Очень интересная текстура обнаружена была в обр. № 620 (см. микрофото, табл IV, фиг. 2). При том же составе породы для магнетитовых полос-сростков и мелких вытянутых зерен магнетита замечается расположение под некоторым углом с кристаллизационной слоистостью, различаемой здесь по вытянутости столбиков амфибола и кварца. Это является указанием на позднейшее выделение магнетита—по направлению диагональных плоскостей скольжения или раскола (?) или, во всяком случае, на его вторичное переотложение по этим плоскостям.

Из других особенностей этой породы отметить надо присутствие бледнозеленого амфибола и отсутствие карбоната.

В третьем типе породы описанная только что текстура и связь ее с механическими нарушениями выражена еще яснее. Иногда совершенно отчетливо видно, что прерывающаяся лента магнетита с резкими прямолинейными очертаниями расположена по плоскостям нарушения— скольжения породы (обр. № 621). Особенно это ясно в той части породы, которая содержит мало амфибола. Помимо того, кварц имеет здесь еще более сильные механические деформации с образованием мозаики.

В породе отличимы два зеленых амфибола—более темноокрашенный и располагающийся обычно в центре зерна и бледнозеленый амфибол. Оптические свойства для темнозеленого 1) 2V (+)—60°; 2) n_g голубовато-зеленый $> n_m$ оливково-зеленый (иногда буроватый) $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; 3) $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.023$. Для светло-зеленого: 1) 2V (+) 74°; 2) n_g бледнозеленный $> n_m$ зеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; 3) $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.028$. Очевидно последняя роговая обманка близка к ряду куммингтонит-грюнерита. Оба амфибола обладают спайностью по (001).

Интересно отметить, что вместе с амфиболами здесь встречается небольшое количество карбоната.

Располагающийся в висячем боку гранато-грюнеритовый сланец крупнозернист, имеет порфиробластовую структуру с отчетливой сланцеватостью, благодаря вытянутым амфиболам и расположению его параллельными рядами. Минералогический состав: грюнерит (2V (±) 90°), зеленый амфибол (2V (±) 57°) в небольшом количестве, срастающийся с ним в параллельном положении, гранат бледнорозового цвета, кварц, биотит и руда. Добавочные минералы—апатит и ортит.

Гранат трещиноват, а биотит развит по его трещинам, но кроме того в виде самостоятельных листочков красно-бурого цвета по оси n_g (n_m). Кварц вытянут по сланцеватости и обладает мозаичным строением. Интересно очень расположение руды—исключительно по трещинам минералов, или цементируя брекчию из них, или, наконец, мезостатически (даже между зернами кварца).

Залегающий в лежачем боку сланцеватый полевошпатовый амфиболит среднезернист и с кристаллобластической структурой, обладает

Таблица 18

	№ 622	Мол. кол. [1]	Формула по Левинсону-Лессингу
SiO_2	51.02	8630	$3 \cdot 9R\overline{O} \cdot R_2O_3 \cdot 6.2SiO_2$
TiO_2	1.80	0230	$R_2O : RO = 1 : 15.6$
Al_2O_3	12.08	1205	$\beta = 79$; $\alpha = 1.08$
Fe_2O_3	2.87	0183	Близка к габбро
FeO	11.91	1688	Формула по Ниггли:
MnO	0.15	0021	si = 121; ti = 3.1
MgO	6.41	1611	al = 16.8; fm = 51.6; c = 24.3
CaO	9.75	1772	alk = 4.5; k = 0.10; mg = 0.43
K_2O	0.33	0035	c/fm = 0.47; сеч. $^3/_4$
Na_2O	1.59	0293	Близка к нормальному габброиду [2]
P_2O_5	0.12	0008	
$H_2O > 100°$	1.72	—	
$H_2O < 100°$	0.08	—	
Σ	99.83	—	

[1] После вычитания гигр. H_2O и потери при прокал. и перечислении на 100.

[2] Для сравнения приводим формулы по Ниггли: I. Габбро-норита Шотландии (Garabal Burn; Niggli, III. *219*, стр. 126); II. Норита Канады (Prospect Hill; Niggli, III, *219*, стр. 128); III. Габбро Гарц (Radantahl; Niggli, III, *219*, стр. 128).

№	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	сеч.
622	121	3.1	16.8	51.6	24.3	4.5	0.10	0.43	0.47	3/4
I	135	—	17.5	50.5	22	10	0.34	0.49	—	4
II	114	—	21.5	45.5	26	7	0.16	0.63	—	4
III	119	—	23.0	47.5	24	5.5	0.21	0.21	—	4

ярко выраженной кристаллизационной сланцеватостью (№ 622, бластомилонит).

Минералогический состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, магнетит и добавочные—ортит и апатит.

Амфибол в сильно вытянутых по оси С зернах, образует параллельные ряды вместе с полевым шпатом, между которыми располагаются слоики, состоящие преимущественно из полевого шпата. Редко развиты грани призмы, включает магнетит, кварц, ортит, окруженный полихроичным ореолом; $n_g : C = 16°$; n_g сине-зеленый $> n_m$ зеленый $> > n_p$ бледнозеленовато-желтый; $2V(+)$—74°; дисперсия слабая.

Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам и содержит 34—35% Ап. Кварц в небольшом количестве. Магнетит образует местные скопления в виде линзочек, располагающихся по сланцеватости.

Описанный обр. № 622 амфиболита с мыса Пинагорий был анализирован в лаборатории ЦНИГРИ аналитиком Н. В. Левенфиш (см. табл. 18).

В месторождении у устья р. Лавны обнаружено два типа магнетитовых сланцев—один магнетито-амфиболовый с пироксеном и второй магнетито-амфиболовый сланцы.

Таблица 19

	Магнетит Fe_3O_4	Титано-магнетит Fe_2TiO_4	Пирит FeS_2	Апатит $ClCa_5P_3O_{12}$	Амфибол					Кварц SiO_2	Σ	Diff.
					$FeSiO_3$	$NaAlSi_2O_6$	$KAlSi_2O_6$	$(CaMg)Al_2SiO_6$	$CaSiO_3$			
SiO_2 . .	—	—	—	—	19.64	1.98	2.76	3.06	3.73	18.81	48.98	—
TiO_2 . .	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	—
Al_2O_3 .	—	—	—	—	—	0.84	1.17	5.19	—	—	7.20	—
Fe_2O_3 .	8.71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.71	—
FeO . .	3.92	0 19	0.04	—	23.40	—	—	—	—	—	27.55	—
CaO . .	—	—	—	0.13	—	—	—	0.32	3.47	—	3.92	—
MgO .	—	—	—	—	—	—	—	1.68	—	—	1.68	—
Na_2O . .	—	—	—	—	—	0.51	—	—	—	—	0.51	—
K_2O . .	—	—	—	—	—	—	0.71	—	—	—	0.71	—
P_2O_5 . .	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	0.10	—
SO_3 . .	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—
Cl . . .	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	+0.10
Σ% .	12.63	0.30	0.07[1]	0.24	43.04	3.33	4.64	10.30	7.20	18.81	99.57	—
					68.51							

[1] $0.04\ FeO + 0.10 SO_3$ при перечислении на $FeS_2 = 0.07$.

Полосчатая текстура выражена не так отчетливо, как в полосчатом сланце с мыса Пинагорьего. Магнетит приурочен к полоскам темноцветных компонентов. В сланце, не содержащем пироксена (№ 639), кроме магнетита и кварца, имеются три амфибола различного состава. Количественные отношения входящих с состав породы минералов усматриваются из следующего пересчета валового химического анализа (№ 639)[1] (см. табл. 14 и 19).

Таким образом перечисление дает следующие количественные отношения (см. табл. 20).

Таблица 20

Магнетит	12.63	12.93
Титаномагнетит	0.30	
Пирит	0.07	
Апатит	0.24	
Амфиболы	68.51	
Кварц	17.81	

Оптические свойства амфиболов:

1) Амфибол темносине-зеленого цвета обладает следующими свойствами: $2V(\pm)$—44° и меньше; $\rho > v$ сильная; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.026$; n_g темносине-зеленый $\geq n_m$ темнозеленый $> n_p$ бледнозеленый. У роговой обманки с наиболее густой окраской $n_g - n_p$ еще меньше. Спайность по (001) совершенная. Количество меньшее, чем других амфиболов.

2) Бледнозеленый амфибол: 2 v ($\pm$)—65°; $\rho > v$ сильная; $n_g : C = 16$; $n_g - n_p = 0.029-0.030$; n_g — бледноголубовато-зеленого $\geqslant n_m$ бледнооливково-зеленый $> n_p$ бледнозеленый; спайность по (001) совершенная; 2) бесцветный амфибол: 2 V ($\pm$) — 90°; $n_g : C = 13 - 14°$; $n_g - n_p = 0.035$. Спайность по (001) совершенная.

Очевидно последний амфибол принадлежит к ряду грюнерит-куммингтонита и близок по свойствам к амфиболу из Brunjögruvan с 47.26% $FeSiO_3$ (III, *266*, стр. 163 и *266*, стр. 517). К первому же из амфиболов, вероятно, следует отнести большое содержание алюмометасиликата щелочей, обнаруженных анализом.

Все эти амфиболы находятся в параллельном срастании друг с другом, или ассоциируют друг с другом. Бледнозеленый амфибол содержит мелкие включения (повидимому) кварца и, вероятно, образовался за счет пироксена, встреченного в образце из средней части пласта (№ 564).

Интересно еще отметить, что амфибол здесь не всегда располагается своей осью С по сланцеватости, а образует часто слоики косорасположенных зерен.

Магнетит, кроме расположенных в полосках, еще присутствует в качестве включений в кварце.

В обр. № 564, кроме амфиболов, встречено небольшое количество пироксена и карбоната. Пироксен имеет бледнозеленый цвет,

почти не полихроичен и положительный; $\rho > v$ (отчетливо) и $n_g : C = 47°$. Судя по углу погасания, содержит значительную примесь геденбергитовой молекулы. В шлифе видно, что авгит находится в параллельном срастании с сине-зеленым и бледнозеленым амфиболом, причем последний образуется по пироксену, имея те же мелкие включения, что и в пироксене (кварца?). Кроме того, в породе содержится немного и бесцветного амфибола ряда грюнерит-куммингтонита.

Что касается присутствия карбоната, то следует отметить на его постоянную ассоциацию с амфиболом или пироксеном, причем он, повидимому, всегда образуется при разложении последнего. Между прочим разложение пироксена здесь обнаруживается по выделению в нем водной окиси железа. В ассоциации со свежим пироксеном и сине-зеленым амфиболом карбоната не наблюдалось. Описанные соотношения указывают, повидимому, на постериорный характер карбоната (?). В породе наблюдались кроме того кубики пирита.

Гранато-амфиболовый сланец, заключенный в этот магнетитовый сланец, в общем тождественен таковому же с мыса Пинагорий (№№ 640, 641) и состоит из розового граната, двух амфиболов, биотита, кварца и небольшого количества руды.

В другом образце (№ 566) обнаруживается полосчатая текстура и зеленый амфибол. В качестве составной части слоиков здесь фигурирует гранат с небольшим количеством кварца и амфибола.

Наконец, третий образец, взятый из пласта включения близ лежачего бока, оказался тектонитом гранатового амфиболита с большим содержанием биотита (№ 565). Текстура породы очковая с прослоями милонита. Гранат в порфиробластах, вместе с порфироластами плагиоклаза и кальцита заключен в рассланцованную массу, состоящую из граната же, плагиоклаза, биотита и амфибола. Плагиоклаз с содержанием 32—30% Ап. Гранат переходит в биотит, а последний часто изменяется в хлорит. После перерыва в обнажениях, неподалеку от пласта магнетитового сланца, со стороны его лежачего бока встречен близкий к описанному грубый милонит гранатового амфиболита (№ 643). Амфибол близок к обыкновенной роговой обманке со свойствами—2V (±)—78°; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 12°$; $n_g - n_p = 0.020$ n_g — голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый. Амфибол переходит в биотит. В породе встречен пирит в скелетных формах, не нарушенных катаклазом. В качестве добавочного минерала здесь наблюдается ортит.

В висячем боку магнетитового сланца расположен биотито-гранатовый сланец с крупным порфиробластами граната (№ 638). Гранат и здесь переходит в биотит (по трещинам).

Наконец, несколько южнее, у устья р. Лавны, плоские скалы сложены биотитовыми гнейсами (№ 562′) с прослоями бластомилонитового гнейса (№ 562″) и включениями в них биотито-гранатового

гнейса с небольшим содержанием амфибола, также переходящего в биотит (№ 563).

В первых двух типах пород содержится плагиоклаз с 20% An, а в последнем с 40% An. Комплекс этих пород прорывается по слоистости жилами олигоклазового пегматита (№ 637), сильно измененного катаклазом.

В магнетитовом сланце с восточного склона т. Мишуковой полосчатая текстура совершенно отсутствует, и все составные части породы распределены более или менее равномерно, но порода обладает сильно выраженной сланцеватостью. Магнетитовые сростки неправильны и, будучи вытянуты по сланцеватости, обладают отчетливо мезостатическим расположением между зернами кварца. В одном из образцов (№ 633) оказалось два амфибола: 1) амфибол грюнеритового ряда со свойствами 2V (±)—88—90°; $v < \rho$—довольно сильная; $n_g - n_p = 0.028$; $n_g : C = 15—16°$; 2) сине-зеленый амфибол—2 V (±) — 64°,— 64°; $n_g : C = 16°$; n_g бледносине-зеленый $\geqslant n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; двупреломление слабее, чем в бесцветном амфиболе. Амфиболы срастаются в параллельном положении, образуют полисинтетические двойники и, кроме того, были встречены также и здесь двойниковые срастания между ними (А. А. Полканов, III, *38*). Часть образцов породы содержит только грюнеритового характера амфибол. Кварц обычный и имеет сильные следы катаклаза.

Заключающий магнетитовый сланец плагиоклазовый амфиболит обладает гранобластической структурой и сланцеватостью и содержит: 1) обыкновенную роговую обманку с оптическими свойствами 2V (±)—76°; $v > \rho$ очень слабая; $n_g : C = 15—16°$; $n_g - n_p = 0.025$; n_g синевато-зеленый $\geqslant n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; 2) небольшое количество зонального плагиоклаза с содержанием от 31 до 24% An от центра к краю; 3) немного кварца и добавочные магнетит и ортит.

В месторождении „под сосной“ на т. Мишукова магнетитовый сланец обладает тем же характером, что и сланец с восточного склона т. Мишукова. Главная составная часть породы два амфибола: 1) грюнерит куммингтонитового ряда со свойстами—2V (±)—72°; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.029—0.030$ и 2) сине-зеленый амфибол 2V (±)—70°; $\rho > v$ слабая; n_g бледноголубовато-зеленый $> n_m$ бледнозеленый $> n_p$ зеленовато-желтый.

Пласт этот сопровождается сланцеватым плагиоклазовым амфиболитом (по материалам П. В. Виттенбурга).

В материалах, собранных П. В. Виттенбургом, обнаружены были магнетитовые сланцы, подобные описанным, и в нескольких случаях, кроме того, в составе их наблюдался моноклинный пироксен. В одном случае встречен пироксено-магнетитовый сланец (из месторождения „под сосной“ в южной части его части).

Подобный же изолированный выход магнетито-пироксенового сланца был встречен мною на вершине хребта Пинагорий (во время пути из дер. Белокаменной в Мурманск после найма оленей в 1925 г.). Выход этот оказался изолированным среди четвертичных наносов, В шлифе были обнаружены: 1) пироксен с оптическими свойствами 2V $(\pm) + 62°$; $\rho > v$ сильная; $n_g : C = 48°$; $n_g - n_p = 0.026$; цвет бледно-зеленый с цветами полихроизма от бледнозеленого к бледножелтому; 2) кварц; 3) магнетит; 4) гранат розовато-желтого цвета, и 5) небольшое количество эпидота и хлорита. Пироксен коротко-столбчатый и приближается по свойствам к геденбергиту. Порода обладает слабо выраженной сланцеватостью. Магнетит образует сростки и скопляется более или менее ясно выраженными полосами, приурочиваясь к пироксену; порода имеет лишь слабые следы катаклаза. Слабые следы катаклаза имеет и пироксено-магнетитовый сланец из коллекции Виттенбурга.

Магнетитовый сланец с р. Зап. Лицы состоит почти из одного кварца и магнетита с небольшой примесью пироксена диопсид-геденбергтового характера с оптическими свойствами 2 V $(\pm) + 61°$; $n_g : C = 45°$; $n_g - n_p = 0.025$ (№ 1293—1294). В одном образце (№ 1295), кроме того, содержится немного амфибола, образовавшегося по пироксену. Магнетит приурочен к слоикам пироксена. Катаклаз в породе не сильный.

Несколько иного типа оказались магнетитовые сланцы с р. Китовки и с т. Маляур-выд.

На р. Китовке магнетитовые сланцы, кроме кварца, магнетита и амфибола, содержат немного биотита и плагиоклаза. Амфибол обладает несколько иными свойствами:—2V $(\pm) - 56°$ в центре и—50° на краю; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 16°$; $n_g - n_p = 0.021$; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ желтовато-зеленый. Биотит примешивается в небольшом количестве, ассоциируя с амфиболом и повидимому образуясь за счет него. Где появляется биотит, там его спутником является и плагиоклаз (№ 1064), в небольшом количестве. С увеличением количества биотита уменьшается количество амфибола и увеличивается количество плагиоклаза, содержащего 24% An. Такого типа порода перемежается со слойками биотито-магнетитового сланца, содержащего гранат (№ 1065). Иногда такой правильной перемежаемости в породе нет, и гранат развивается в крупных порфиробластах (№ 1065). Переходы амфибола в биотит здесь также отчетливы. Плагиоклаз с содержанием 26% An.

На т. Маляурвыд рудоносной породой является плагиоклазовый амфиболит, обогащенный магнетитом. Плагиоклаз состава олигоклаз-андезина. Амфибол имеет 2V $(\pm)$—66°; $n_g : C = 15°$; n_g—сине-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_g$ зеленовато-желтый. Порода содержит биотит зеленоватого цвета, совершенно отчетливо замещающего

амфибол (№ 2002). Магнетит выделяется сплошными массами, кроме того, по трещинам полевого шпата и амфибола. Кварца значительное количество. Эта порода инъецирована пластовыми жилами красной породы, состоящей из олигоклаза с антипертитом, кварца и зеленого биотита, и в контакте с нею образуется магнетито-биотитовый сланец с биотитом зеленовато-бурого цвета (№ 2003). Южнее этого выхода развиты биотито-амфиболовые гнейсы-мигматиты (с олигоклазом), в которых можно совершенно ясно также видеть переход амфибола в биотит (№ 2004).

9. АМФИБОЛИТЫ И АМФИБОЛОВЫЕ СЛАНЦЫ (БЕЗРУДНЫЕ)

Месторождения амфиболитов и амфиболовых сланцев, приуроченные к комплексу биотитовых гнейсов, не сопровождающихся магнетитовыми сланцами, оказались также довольно многочисленными (см. карту). Геологически это пластообразные (всегда согласные) залежи, очень разнообразной мощности (вплоть до очень большой) и обычно резко ограниченные от заключающих их слюдяных гнейсов. Наблюдавшиеся переходы по минералогическому составу к биотитовым гнейсам являются, повидимому, всегда возникшими позже под влиянием воздействия гранитных интрузий. Мне не приходилось прослеживать пачек амфиболитов по их простиранию и по падению, но можно предполагать, что это в большинстве случаев вытянутые по простиранию (и по падению) пластообразные линзы. Вопрос о том, находятся ли эти пластовые линзы в связи с залежами магнетитовых сланцев, или являются совершенно независимыми от них, остается в большинстве открытым. Лишь в некоторых случаях можно делать некоторые заключения на основании аналогий.

Петрографический состав этой группы пород довольно разнообразен. Прежде всего здесь следует рассмотреть грюнерит-куммингтонито-гранатовые сланцы, в общем схожие с таковыми же породами, сопровождавшими магнетитовые сланцы. В одном случае—на западном берегу Кольского фиорда выход грюнерит-куммингтонито гранатового сланца расположен, судя по карте Пуртова, на продолжении одного из месторождений магнетитовых сланцев и таким образом его можно считать как бы эквивалентом-заместителем магнетитового сланца (№ 567). В других случаях на т. Виромуайвинч (№ 1063) и на запад от р. Китовки (№ 1021)—эти породы развиты, повидимому, независимо.

Грюнерит-куммингтонито-гранатовый сланец с Кольского фиорда (№ 567). содержит кроме граната два амфибола с такими свойствами: 1) грюнерит $-2V$ ($\pm$)—78°; $\rho > v$; $n_g - n_p = 0.032$; $n_g : C = 15—16°$; n_g бледножелтый $= n_m$ бледно-зеленый $> n_p$ бесцветный (при толщине шлифа 0.05); 2) сине-зеленый амфибол—$2V$ ($\pm$)—71°; $\rho > v$; $n_g : C = 15—16°$; $n_g - n_p = 0.019$; n_g сине-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ бледно-зеленый. В качестве добавочных минералов развиты сфен и апатит.

Грюнеритовый сланец из района р. Китовки (обн. 680, № 1060) включен в биотитовых гнейсах и обладает мощностью около 2 м. Грюнерит со свойствами: 2 V (‡)—87°; n_g : C = 15—16°; $n_g - n_p$ = 0.034. С ним ассоциирует и срастается часто в двойниковом положении амфибол сине-зеленого цвета со свойствами 2 V (‡)—62°; $\rho > v$ сильная; n_g : C = 15—16°; n_g —сине-зеленый $\geqslant n_m$—зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.023$. Этот амфибол развит в подчиненном количестве. Помимо того, порода содержит немного кварца и граната и добавочные апатит и ортит, окруженный полихроичными ореолами при включении его в зеленую роговую обманку.

На т. Виромуайвинч гранато-грюнеритовый сланец (обн. 1752, № 1021) заключен также в биотитовом гнейсе и содержит три различных амфибола: 1) 2 V (‡)—53°; слабая дисперсия; n_g : C = 16°; n_g —бледно-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $n_p >$ бесцветный; $n_g - n_p = 0.029$; 2) 2 V (‡)—50.5°; $\rho > v$ сильная; n_g : C = 16°; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.022$; 3) n_g : C = 16°; $\rho > v$ сильнее, чем у первого; n_g светлосине-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$; $n_g - n_g = 0.025$). Пироксен-диопсидового характера (n_g : C = 35°; $n_g - n_p = 0.029$), гранат розовый в крупных порфиробластах, кварц и эпидот с цоизитовым ядром (2 V мал; $\rho > v$; слабое $n_g - n_p$). Кроме того, добавочный сфен, апатит и ортит. Диопсида в породе очень мало и он всегда ассоциирует с амфиболами. Эпидот в большом количестве.

Близки к этой группе амфиболо-гранатовые сланцы, встреченные на восточном берегу Кольского фиорда (№ 632) и в районе р. Китовки (№ 1062). Однако амфибол в них по свойствам своим близок к актинолитовой роговой обманке (для № 632 2 V (‡)—62°; $\rho > v$ ясная; n_g : C = 15°; n_g —голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ бледно зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.024$; и для № 1062—2V (‡)—58° n_g : C = 15°; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ темно-зеленый $> n_p$ бледно-зелено-желтый. Гранат в небольшом количестве то в крупных порфиробластах, то в мелких зернах. Кварц в большом количестве. Биотит в небольшом количестве и ассоциирует частью с амфиболом Добавочные руда апатит и ортит. В № 632 руда располагается мезостатически или в круглых зернах, проросших червеобразным кварцем или кальцитом. В той же породе зерна карбоната часто ассоциируют с амфиболом.

Бо́льшим распространением пользуется группа обычных амфиболитов, часто сильно сланцеватых и довольно разнообразных по минералогическому составу. Сюда принадлежат плагиоклазовые сланцеватые амфиболиты, встреченные на т. Юксвыд Кильдинской (№№ 998, 1006, 1006а) и на р. Уре (№ 1252), содержащие плагиоклаз, амфибол, кварц и добавочные: руду, апатит и ортит. Структура пород кристаллобластическая.

Плагиоклаз принадлежит андезину с 43% An (№№ 1006 и 1006а), или иногда зональный с содержанием 39—44% An (298) и 37—47% An, № 1252 (от края к центру), т. е. нормально-зональный. Обычно сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам и удлинен по сланцеватости.

Амфибол вариирует по свойствам, но приближается к обыкновенной роговой обманке, или к обыновенной роговой обманке с актинолитовым характером (для № 1252: 2V (+)—70°; $\rho > v$ заметная; $n_g : C = 18—19°$; $n_g - n_p = 0.021$; n_g — синевато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленовато-желтый; для № 1006—2V (+)—75.5°; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.021$; n_g — синевато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 998 2V (+)—85.5°; $\rho > v$ очень слабая; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.022$; n_g бледно-голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледно-желтый).

Амфибол обычно вытянут по сланцеватости, развивая иногда грани (110), включает ортит сфен (полихроичные ореолы) и руду.

Кварц обычно в небольшом количестве, развит подобно плагиоклазу и имеет волнистое погасание и иногда мозаичное строение.

Сфен в округлых и мелких зернах в амфиболе.

Другой тип амфиболита содержит, помимо указанных минералов, эпидот—это плагиоклазо-эпидотовые-амфиболиты; обнаружены были на побережьи Кольского фиорда (№№ 629 и 630), между рр. Урой и Лицей (№ 1280) и на т. Виромуайвинч (№ 1015 а).

Плагиоклаз вариирует по составу от андезина с 42% An (№ 630) до лабрадора с 55% An (1015 а) и даже битовнита 70% An (№ 629).

Амфибол аналогичен предыдущему (для № 630—2V (+)—69° $n_g : C = 16.5°$; $n_g - n_p = 0.024$; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 629—2 V (+)—83°; $n_g : C = 16°$; n_g —голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 1015 а—2V (+)—80°; $n_g : C = 17°$; n_g —зеленый $> n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый).

Эпидот в одних амфиболитах отчетливо развит по плагиоклазу (№№ 1015а и 629). В других же амфиболитах (№ 630) образует сростки с амфиболом или окружает его. Кроме того, иногда здесь эпидот пронизан червеобразными или мелкими каплевидными вростками кварца.

В той же породе содержится еще немного другого амфибола с бледнозеленым цветом, также переполненного каплеобразными вростками кварца и, вероятно, образовавшегося по пироксену.

Амфиболиты эти также содержат немного кварца и добавочные апатит, руду и сфен, иногда в значительном количестве (№ 630).

Подобного типа амфиболит № 629, взятый несколько восточнее массива Пинагорьего на Кольском фиорде, был проанализирован в лаборатории б. Геологического комитета аналитиком М. Васильевой.

Таблица 21

	№ 629	Мол. кол.[1]
SiO_2	53.02	.9142
TiO_2	0.91	.0114
Al_2O_3	16.08	.1601
Fe_2O_3	4.33	.0276
FeO	5.90	.0836
MnO	0.24	.0033
MgO	3.03	.0764
CaO	13.46	.2533
Na_2O	0.39	.0053
K_2O	0.81	.0087
Пот. при прок.	2.08	—
Гигр. H_2O	0.06	—
Итого	100.31	—

Формула по P. Niggli

si=141.5; ti=1.8
al=24.8; fm=51.6; c=24.3; alk=4.5
k=0.62; mg=0.34; c/fm=1.16

Схожего химического состава среди магматических пород не имеется.

К таким амфиболитам близки гранатовый амфиболит, встреченный на т. Виромуайвинч (№ 1015) и обширная группа амфиболитов с биотитом.

Гранатовый амфиболит находится в ассоциации с описанным эпидотовым амфиболитом (1015 а) и обладает гетеробластической структурой с ксено- и идиопорфиробластами граната, удлиненными по сланцеватости и переполненными пойкилитовыми включениями кварца, амфибола и руды. Текстура отчетливо сланцеватая.

Плагиоклаз с обратной зональностью и содержанием 80% Ап на краю и 70% Ап в ядре. Изменяется в чешуйчатный минерал, принадлежащий, повидимому, прените (?).

Амфибол со свойствами ($2V$ (+)—72°; $\rho > v$ заметная; $n_g : C = 16\text{-}17°$; $n_g - n_p = 0.022$; n_g темнозеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> ng$ зеленовато-желтый, приближающийся к обыкновенной роговой обманке.

Порода содержит много кварца и немного псевдоморфоз волокнистого минерала, пропитанного лимонитом и, вероятно, образовавшегося по пироксену. Добавочная руда в виде вытянутых зерен по сланцеватости.

Амфиболиты, содержащие биотит, обычно сопровождают только что описанный тип. Это было отмечено на т. Виромуайвинч (1016)—сопровождают уже описанные типы (№№ 1015 и 1015 а), на т. Юксвыд Кильдинской (№ 1005)—сопровождают плагиоклазовые амфиболиты (№№ 1006 и 1006 а) и между рр. Лица и Ура (№ 1280 а сопровождает обр. № 1280).

В других случаях биотитовые амфиболиты—на т. Юксвыд Кильдинской (№ 1004) на водоразделе между рр. Китовкой и Зап. Лицей

[1] После вычитания пот. при прокал. и гигроск. H_2O и перечисления на 100.

(№№ 1320, 1561, 1298, 1291) кажутся самостоятельными, вероятно по недостаточности наблюдения.

В этих амфиболитах плагиоклаз иногда эпидотизирован, и порода содержит немного биотита (месторождение на водоразделе рр. Китовки и Зап. Лицы №№ 1320 и 1060); в других же случаях количество биотита увеличивается и замечается при этом его ассоциация с амфиболом или развитие в виде порфиробласт (№ 1016). Состав плагиоклаза очень колеблется от андезина обратно зонального с 47 — 55%An (№ 1016), олигоклаза-андезина 38% An (№ 1060) и 34% An (№ 1005) и, наконец, олигоклаза 20% An с узкой альбитовой каемочкой 100% Ab. В этом последнем случае инъекция гранита в амфиболит видна даже морфологически. Амфибол то приближается к обыкновенной роговой обманке, то актинолиту [для № 1060 2V (‡)—72°; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 16°$; n_g светлозеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 1016—2V (‡)—75°; $n_g : C = 17°$; n_g зеленый $\geqslant n_m$ оливково зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 1004—2 V (‡)—79°; $\rho > v$ сильная; $n_g : C = 17°$; $n_g - n_p = 0.021$; n_g бледносине-зеленый $\geqslant n_m$ бледнооливково-зеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; для № 1005—два амфибола: 1) 2 V (‡)—89°; $\rho > v$ очень слабая; $n_g : C = 16°$; $n_g - n_p = 0.025$; n_g — голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желтый; 2) 2 V (‡)—78°; $\rho > v$ заметная; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.024$; бесцветный].

Амфибол обычно сильно вытянут по сланцеватости, иногда даже принимая характер игольчатого. В таких случаях при небольшом количестве плагиоклаза структура породы приближается к нематобластической.

Кварц в небольшом количестве и не во всех представителях. Добавочные минералы: сфен, апатит, руда (титаномагнетит), вторичные—хлорит по биотиту, кварц вместе с амфиболом и эпидот по плагиоклазу.

Кроме того, среди этой серии пород интересны биотитовые амфиболиты, содержащие паргасит, встреченные на водоразделе между рр. Лицей и Китовкой (№№ 1928 и 1291) и между Лицей и Урой (№ 1280 а). В последнем случае паргаситовый амфиболит ассоциирует с обычным плагиоклазовым амфиболитом.

Плагиоклаз этих амфиболитов состава андезина с 40% An (№№ 1291 и 1280) и лабрадора с 55% An (№ 1298). В двух случаях амфиболит содержал два различных амфибола со свойствами для № 1291: 1) 2V (‡) + 77°; $n_g : C = 17°$; $n_g - n_p = 0.022$; бесцветный; и 2) 2V (‡)—86°; $n_g : C = 17°$; $n_g - n_p = 0.022$; n_g и n_m зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; для № 1298: 1) 2V (‡) + 88°; $n_g : C = 18°$; бесцветный, 2) 2V (‡)—80°; $n_g : C = 18°$; n_g светлозеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ бледножелтый. Амфиболы срастаются друг с другом и во втором случае образуют даже двойники.

Биотит от небольших и до значительных количеств (№ 1298), ассоциирует с амфиболом, и иногда видно совершенно отчетливо, что образуется за счет последнего.

Кварц в небольшом количестве. Добавочные минералы: магнетит, апатит, ортит с полихроичными ореолами в биотите.

К этим породам примыкает группа амфиболо-биотитовых гнейсов, представители которых были встречены на побережьи Кольского ф. (№№ 644, 646, 563, 565) и на водоразделе рр. Зап. Лицы и Китовки (№ 1315).

В этих породах количественно плагиоклаз преобладает над темными минералами. Структура иногда напоминает сотообразную, благодаря облеканию биотитом светлых минералов. Плагиоклаз здесь обычно кислый с содержанием 32% An (№ 1315), 29% An (№ 645) и даже 25% An (№ 644).

Амфибол близок обыкновенной роговой обманке (для № 646— 2V (+)—71°; $\rho > v$ слабая; $n_g : C = 15—16°$; $n_g - n_p = 0.020$; n_g голубовато-зеленый $\geqslant n_m$ зеленый $> n_p$ бледнозеленовато-желый).

Вместе с амфиболом ассоциирует биотит, иногда сопровождаясь эпидотом. Кварц в небольшом количестве. Добавочные минералы—магнетит, титаномагнетит, лейкоксен и апатит. В других случаях в этих породах был встречен гранат (№№ 565 и 563), при этом одна из пород оказалась измененной в грубый милонит с ясной очковой структурой (№ 565).

Совершенно особняком от описанных пород стоят несколько представителей биотито-амфиболовых сланцев с турмалином и с эпидотом, встреченные в районе Кольского ф. (№ 253) и по р. Китовке (№№ 1056 и 1057).

Структура нематобластическая и текстура сланцеватая; главной составной частью является актинолитовый амфибол (для № 253 2V (+)—88°; $n_g : C = 15°$; $n_g - n_p = 0.027$; n_g зеленый $\geqslant n_m$ бледно-оливково-зеленый $> n_p$ бледно-желтый) иногда в ассоциации с амфиболом, почти бесцветным (№ 1056).

Биотит в значительном количестве с цветами по n_g (n_m) темно-бурым или красновато-бурым, переполнен мелкими включениями ортита или циркона (!), окруженного интенсивными полихроичными ореолами, ассоциирует с амфиболом или же с кварцем в прослойках (№ 253).

Кварца очень мало или много в биотитовых прослойках.

Турмалин в одном случае (№ 253) зональный с цветами по n_g синий в центре и буровато-зеленый по краям $> n_p$ бледно-желтый и в другом (№ 1056) по n_g буро-зеленый в центре и темнозеленый по краям $> n_p$ бледно-розовый.

Турмалин часто образует грани дитригональной призмы и вытянут по оси С, располагаясь по сланцеватости и образуя здесь значительные скопления.

В сланце с Кольского фиорда, кроме того (№ 253), содержится довольно много кальцита, ассоциирующего с амфиболом, но не с кварцем, сфена и немного плагиоклаза (основного). В сланце с р. Китовки есть немного эпидота.

На р. Китовке вместе с амфиболовым сланцем ассоциирует биотито-эпидотовый сланцеватый роговик (№ 1057). Кварц в этой породе в небольшом количестве.

ГЕНЕЗИС ПОРОД КОМПЛЕКСА СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ И СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

10. ГЕНЕЗИС СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ

Вопрос об определении первоначальной природы материала, послужившего для образования пород изученного комплекса слюдяных гнейсов, представляет сложную задачу.

Прежде всего обращает внимание приуроченность этой свиты пород к краевой части обширного поля олигоклазовых гранитов (грано-диоритов и кварцевых диоритов, см. гл. VII). Это обстоятельство вместе с тем, что химический состав анализированного образца слюдяного гнейса, не подвергшегося изменению аддитивными процессами, приближается к адамеллитам, возбуждает вопрос, а не является ли эта свита метаморфизованной краевой фацией олигоклазовых гранитов?

Однако, против этого предположения говорит, мне кажется, то, что олигоклазовые граниты не всюду имеют развитые на своей окраине породы подобного типа, например: таких пород не наблюдалось в контакте с пачками гранатовых гнейсов, включенных в олигоклазовые граниты, и их, повидимому, нет у юго-восточного конца комплекса слюдяных гнейсов, где граниты и диориты контактируют непосредственно с гранатовыми гнейсами. Наконец не в пользу такого предположения говорит и то, что южная полоса слюдяных гнейсов, а также многочисленные пачки подобных пород среди гранатовых гнейсов развиты без всякой видимой связи с интрузиями олигоклазовых гранитов.

Каких-либо других оснований, как, например, сохранение участков олигоклазовых гранитов среди слюдяных гнейсов, которые можно было бы считать за неизмененные реликты или сохранение реликтовых структур гранитов в слюдяных гнейсах, мною не наблюдалось.

Все это позволяет думать, что такое предположение в целом вряд ли является вероятным.

С другой стороны, химический состав анализированного образца слюдяного гнейса, как подробно разобрано было выше, имеет ряд черт, характерных для состава осадочных пелитовых пород и близок,

или даже тождествен с химическим составом других слюдяных гнейсов, седиментогенная природа исходного материала которых несомненна.

Наконец, основания, по которым пачки слюдяных гнейсов, заключенные среди гранатовых гнейсов, могут с известной долей вероятия считаться парагнейсами, в одинаковой мере приложимы и здесь (см. генезис гранатовых гнейсов, гл. II).

Если присоединить к этому то, что среди моей коллекции, а также коллекции П. В. Виттенбурга и любезно представленной для просмотра коллекции А. П. Герасимова, из района Кольского фиорда, встречались породы (хотя и редко), содержащие более значительное количество кварца, чем в анализированном образце, а в других случаях силлиманит и гранат, т. е. что в некоторых случаях породы данного комплекса богаче SiO_2 и Al_2O_3, чем анализированный образец, то это еще больше подтверждает высказанное предположение о принадлежности их к парагнейсам.

Не лишним здесь будет отметить также, что химический состав анализированного образца слюдяного гнейса не имеет сходства с так называемыми железными (магнетитовыми) гнейсами Швеции (Järngneiss), отличаясь от них меньшим содержанием SiO_2, Fe_2O_3, Na_2O и K_2O и бо́льшим содержанием Al_2O_3, FeO, MgO и CaO. Минералогически же главное отличие заключается в почти полном отсутствии калиевого полевого шпата в гнейсах с Кольского фиорда, в сравнении с железистыми гнейсами Швеции (III, *179*, стр. 204—212, 266—267). В толковании Холмквиста (Holmquist) магнетитовые гнейсы Швеции являются измененными динамометаморфизмом гранитами.

Если принять, что допущение о седиментогенной природе исходного материала наших гнейсов является правильным, то все же вряд ли правильно будет огульно распространять это представление на всю свиту, даже при видимом однообразии минералогического состава ее отдельных членов.

Из описанных выше структурных типов биотитовых гнейсов тип с облекающим расположением биотита вокруг светлых минералов вероятнее всего следует рассматривать как контактовый сланцеватый роговик, как это выяснялось мною выше. В таком случае возможно возникновение подобных пород за счет осадочных пород по аналогии с гнейсами у Renchtahl'я, описанными Швенкелем (Schwenkel, см. выше), и тогда такая структура являлась бы лишним указанием на их принадлежность к парагнейсам (см. выше главу II).

Но, кроме того, возможны и другие пути возникновения слюдяных гнейсов с подобной структурой. Так, в гранатовых гнейсах из пачек, включенных в слюдяные гнейсы, и также и других мест отмечалось неоднократно замещение граната биотитом, иногда нацело, и возникновение, таким образом, биотитового гнейса. При тщательном

исследовании такой процесс улавливается, и можно сказать, что часть биотиовых гнейсов южной полосы, а может быть и северной, произошла за счет гранатовых гнейсов.

Как выяснено мною раньше (см. главу II о гранатовых гнейсах), такой процесс происходит при привносе (имбибиции) растворов, содержащих K_2O (ортоклаз), и следовательно должен изменять химический состав первоначальной породы, сближая его с химическим составом магматической породы. Возбуждающей причиной этих аддитивных процессов могли быть растворы, сопровождающие интрузии олигоклазовых гранитов и многочисленные пегматитовые жилы микроклиновых гранитов, прорезающие как гранатовые, так и слюдяные гнейсы.

Кроме этого, было отмечено, что амфиболовые гнейсы, например района р. Лавны, по моим материалам и материалам А. П. Герасимова (см. выше описание), и амфиболиты, например северный отрог т. Юксвыд Кильдинской (см. выше описание) трансформируются также в биотитовые гнейсы с типичной роговиковой структурой и с облекающим расположением биотита, который возникает, совершенно несомненно, за счет амфибола.

Такие биотитовые гнейсы, кроме того, обогащаются плагиоклазом (32—25% An). Образование биотита за счет роговой обманки более подробно рассмотрено мною далее (см. олигоклазовые граниты гл. VI). Изменение происходило под влиянием имбибиции и даже инъекции щелочных растворов олигоклазовых и микроклиновых гранитов.

Таким образом, здесь выясняется третья возможность образования подобного типа биотитовых гнейсов за счет первоначальных амфиболовых пород, может быть, частью магматического происхождения.

Биотитовые гнейсы со сланцеватой структурой всего правильнее относить к бластомилонитам, возникшим, вероятно, за счет такого же типа пород, как и гнейсы с роговиковой структурой. Интересно отметить что эти гнейсы встречены в южной части полосы развития комплекса и там, главным образом, где смятость породы достигла наибольшего напряжения (!).

Однако оснований никаких не имеется, чтобы относить этот процесс к какой-либо последующей фазе горообразования, и, вероятно, по тождественному характеру минералообразования его надо считать одновременным с образованием гнейсов с роговиковой структурой и инъецированных мигматитов (северной окраины полосы комплекса).

Что касается мигматитов, то их образование, повидимому, следует приписывать, главным образом, инъекции олигоклазовых гранитов и лишь в ограниченной степени микроклиновых гранитов.

Инъекция проходила все степени от образования артеритов через артеритовые небулиты до образования гомогенных мигматитов со сланцеватой текстурой.

Инъекции подвергались как биотитовые гнейсы, так, вероятно, и амфиболовые породы, но последний случай может быть установлен только при сохранении реликтовых минералов первоначальной породы, так как в большинстве происходила полная трансформация породы в биотитовый мигматит (гнейс).

Образовавшиеся мигматиты в общем мало отличаются от биотитовых гнейсов и, конечно, совершенно не схожи с амфиболовыми породами. Главное отличие от первых это—большое количество более кислого состава плагиоклаза (кварца) и появление зеленовато-бурого биотита.

Таким образом, свиту слюдяных гнейсов можно грубо разделить на две части: северную часть, преимущественно инъецированных пород и мигматитов, и южную часть, состоящую из пород, измененных, главным образом, термально-контактовым воздействием. Кроме того, в южной части под влиянием напряженного горообразования (stress) возникали полосы сланцеватых слюдяных гнейсов—бластомилонитов. Вся сумма этих изменений происходила в период интрузий и инъекции олигоклазовых гранитов в постсвионийскую эпоху орогена. Изменения, возникавшие при последующей интрузии микроклиновых гранитов, играют сравнительно подчиненную роль.

Помимо этих изменений, в слюдяных гнейсах и мигматитах не в широком распространении обнаруживаются проявления дислокационного метаморфизма, приводящие часто к явлениям филлонитизации. (E. Knopf, III, *194*) и сопровождаемые в некоторых случаях образованием хлорита за счет биотита, эпидота и альбита за счет плагиоклаза, т. е. процессами регрессивного метаморфизма (или диафтореза), по Бекке (F. Becke, III, *72*). Но явления эти пользуются скорее локальным распространением и несомненно возникли в гораздо более молодую эпоху.

11. ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И АМФИБОЛИТОВ

Вопрос о генезисе железных руд, приуроченных к комплексу слюдяных гнейсов, представляет еще более сложную задачу.

Как мною было указано еще в 1915 и 1917 гг. (II, *43* и *45*), по характеру своему изучаемые руды являются наиболее схожими с полосчатыми железными рудами Сюдварангера в Норвегии.

В настоящее время, несмотря на то, что после работ Хаусена (H. Hausen, III, *164*, стр. 20—25) и Седерхольма (J. Sederholm, III, *243*, и *242*) намечается различный возраст обеих рудоносных толщ, вероятно, свионийский для изученного мною комплекса и лопарский для комплекса Сюдварангера, все же можно отметить некоторые черты сходства обоих месторождений ондновременно с рядом отличительных особенностей.

Прежде всего очень большое сходство обнаруживают сами руды по содержанию в них железа, по минералогическому составу, слагаясь главным образом, из роговой обманки (реже диопсид-геденбергита), кварца и магнетита и, наконец, по полосчатой текстуре. Правда, последняя не является всегда обязательной для всех наших месторождений руд, или, во всяком случае, в наших рудах выражена не в столь большой степени совершенства, как в рудах Сюдварангера. К сожалению, ни в одном описании руды Сюдварангера исследователи не дают определения роговой обманки, которая в наших рудах относится частью к ряду грюнерит-куммингтонита и развита часто вместе с пироксеном моноклинным, иногда изменяющимся в роговую обманку, также богатую железом, но с отличающимся от грюнерит-куммингтонита оптическими свойствами (см. описание пород).

Только после описания Гейера (P. Gejer, III, *142*) и Седерхольма (Sederholm, III, *243* и *242*) стало видно, что слюдяные гнейсы Сюдварангера, сопровождающиеся рудой, в общем схожи с гнейсами нашей свиты.[1] Однако в отличие от наших руд руды Сюдварангера не всегда сопровождаются основными породами, которые являются постоянным спутником наших магнетитовых сланцев.

Сходство такого рода заставляет обратить наше внимание, прежде всего, на главнейшие представления о генезисе железных руд Сюдварангера.

Первое и наиболее решительное суждение о генезисе руд Сюдварангера высказал Фогт (I. Vogt, III, *289*, стр. 38—51), который считал, что гнейсы, сопровождающие руды, являются смятыми гранитами с подчиненным ему уралитизированным габбро. Руды Сюдварангера приурочены к этим гранитам и секутся дайками того же гранита. Более молодых интрузий гранитов не наблюдается и не наблюдается в рудах каких-либо пневматолитных минералов. Этим самым определяется их генетическая связь с гранитами, тогда как морфологическая сходство с рудными шлирами титанистого железнякав габбро позволяет приписывать им и аналогичный генезис.

Но уже до Фогта несколько иное представление о генезисе руд Сюдварангера высказал Шёгрен (H. Sjögren, III, *260*, стр. 519) на основании исследования месторождений Лофотена в Норвегии. В последнем месте он установил, что руды имеют интрузивный контакт с гранитами, которые помимо того еще изменены в контакте в лептитовые породы. Поэтому Шёгрен считает руды эпигенетичными, возникшими при инъекции железистых соединений, в виде огненно-водного раствора, насыщенного минерализаторами. Такого типа месторождения он предлагает назвать диамагматическими и к ним причисляет и руды Сюдварангера.

[1] Но Седерхольм их называет сланцами, часто филлитоподобными.

Гергарт Николаи (Gergart Nicolai, III, *217*, стр. 78), посетивший лично месторождение Сюдварангера, считает вопрос о генезисе руд неразрешенным и высказывает лишь сомнение по поводу представлений, высказанных Фогтом и Шёгреном.

Решительно против магматического генезиса высказывается тоже Гейер (P. Gejer, III, *142*), трактуя толщу гнейсов как глубоко-метаморфизованные (с мостовообразной структурой), плохо слоистые супракрустальные кислые изверженные породы и туфы (липаратового состава), т. е. породы, аналогичные лептитам Швеции. Стратификация этих образований может быть прослежена лишь как изменение крупного геологического масштаба при переходе от одного горизонта к другому горизонту свиты, имеющей вообще очень сложную тектонику. Наоборот, в противоположность этой плохо выраженной слоистости, руда резко полосчата (за редкими исключениями), и ее полосчатость может быть объяснена только процессом химического осаждения, так как нет никаких указаний на их простое механическое осаждение.

Через четыре года, в другой своей работе Гейер (III, *140*, стр. 310), после посещения железорудных месторождений Сев. Америки, делает сравнение и приходит к заключению о полной аналогии по генезису месторождений Сюдварангера с таковыми же Верхнего озера. Различие заключается лишь в степени метаморфизма обеих свит (см. также П. Пятницкий, III, *41* стр. 8).

В позднейших работах на основании личних геологических наблюдений месторождениям Сюдварангера приписывают осадочно-метаморфический генезис Марстрандер (H. Marstrander, III, *212*), Хаусен (H. Hausen, III, *164*), Вегман (C. Wegmann, III, *296*) и наконец Седерхольм (J. Sederholm, III, *243* и *242*).

Седерхольм даже нашел среди пород, сопровождающих руды, слюдяные сланцы и кварциты и предполагает, что между рудами и гранитами нет никакой связи, ибо последние или моложе или старше их. Что касается лептитовых пород, обнаруженных Гейером, то Седерхольм предполагает, что лептитового габитуса породы могли возникнуть здесь из милонитизированных гранитов (какого возраста?), аркозовых песчаников и кварцитов при инъекции в них гранитной магмы.

В заключение Седерхольм считает, что связь руд с лептитами не является здесь доказанной и что руды Сюдварангера скорее сравнимы с месторождениями Киттиля в Финляндии и Кривого Рога в СССР (раньше это было указано П. П. Пятницким, III, *41*).

В месторождениях Киттиля, по последним исследованиям Хакмана (H. Hackman, III, *158*), полосчатые магнетитовые руды связаны с кварцитами (а не лептитами, как предполагал Мекинен), и имеют осадочное происхождение и, наконец, месторождениям Кривого Рога уже

издавна приписывают осадочный генезис (см. П. Пятницкий и Свитальский, III, *46*, *41* и 315).

Наконец Карстенс (C. Carstens, III, *96*) в своей работе о происхождении эулизитов дает очень интересное направление вопросу о генезисе интересующих нас рудных месторождений. Карстенсом (III, *95*) при исследовании ордовичских отложений района Трондьема в Норвегии была обнаружена порода, состоящая из магнетита, кварца и стильпномелана, названная им шварцфельзом (Schwarzfels). Шварцфельз обычно встречается в ассоциации с перемежающимися хлоритсодержащей породой (Chloritlager), яшмой (Jaspislager) и колчедансодержащей породой (Kieslager). Последняя имеет полосчатое строение и представляет кварцево-хлоритовую породу с эпидотом, слюдой и порфиробластами альбита.

Хлоритовая порода схожа с колчеданной, но сама его не содержит (и содержит гранат).

Ассоциация этих пород развита среди осадочных пород—кварцитов (биохимических), графитовых сланцев и известняков, которые в свою очередь ассоциируют с потоками основных лав характера спилитов (Bymarksgruppe).

Ассоциация минералов перечисленных пород указывает на их изменение в условиях эпизоны, причем первоначальный характер пород хорошо сохранился (сохранились радиолярии) и интересующие нас шварцфельзы по составу схожи с песчанистыми минеттами Лотарингии или же скандинавскими озерными (Seeerze) рудами и, вероятнее всего, возникли при явлениях подводного выветривания, называемого Хуммелем (K. Hummel, III, *187*) хальмиролизом.

С другой стороны, состав шварцфельза оказался тождественным эулизитам, что видно из приводимой ниже таблицы валовых химических анализов, заимствованных из вышеупомянутой работы (табл. 22). По минералогическому составу этих пород определяется степень их метаморфизма и дается соответственное наименование—эпиэулита для шварцфельза и мезо- и катаэулизита для разностей, содержащих амфибол или пироксен.

В заключение автор приходит к выводу, что все подобного типа эулизиты произошли подобно шварцфельзу, и в том случае, если первоначальная порода содержала закисные соединения железа в виде карбоната, то при метаморфизме могут образоваться силикаты, содержащие закисное железо, т. е. породы типа эулизитов, если же, наоборот, присутствовало только окисное железо, то в результате образуется рудная залежь.

В VI столбце таблицы 23 и 22 анализов приведен анализ одного образца руды Сюдварангера, который показывает большую близость к шварцфельзу и эулизитам, что указывает на приложимость таких представлений и для руд Сюдварангера (по Карстенсу).

Таблица 22[1]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO_2	33.30	37.06	35.27	28.85	32.70	35.42	43.92	45.89	48.98	45.34
TiO_2	0.36	0.16	0.12	0.02	0.46	0.09	0.08	0.10	0.11	следы
Al_2O_3	4.24	0.80	0.30	0.78	2.10	1.54	0.83	2.58	7.20	нет
Fe_2O_3	23.62	3.01	0.50	12.10	12.93	40.06	36.71	24.90	8.71	16.39
FeO	28.58	46.36	57.81	53.02	46.07	17.82	15.40	22.86	27.55	31.12
MnO	0.38	5.01	0.21	4.36	0.11	0.48	0.58	—	—	0.17
MgO	2.25	4.37	4.31	1.53	0.90	2.60	1.12	1.91	1.68	2.31
CaO	0.63	2.47	0.79	0.43	1.90	2.15	0.48	1.22	3.92	2.44
Na_2O	0.67	0.37	0.10	0.21	0.65	—	—	0.37	0.51	—
K_2O	0.65	0.30	0.06	0.30	0.38	—	—	0.32	0.71	—
P_2O_5	0.42	0.38	0.20	0.02	0.38	0.08	0.07	0.14	0.10	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0.13	—	0.45	0.89	0.18	0.03	0.04	SO_3 0.23	0.10	—
$H_2O + 105°$	4.03	0.20	0.21	0.20	0.75	—	—	—	—	0.41
$H_2O - 105$	1.24	—	0.25	—	0.07	—	—	—	—	0.20
Итого	100.50	100.57	100.58	100.72	99.77	100.27	99.23	100.52	99.57	100.45

[1] Месторождения пород I, II и так далее смотри при таблице 23.

Таблица 23

	si	al	fm	c	alk	k	mg
I	67.5	5	91.5	1.5	2	0.38	0.08
II	67.0	1	93	5	1	0.36	0.12
III	63	0	98.5	1.5	0	—	0.12
IV	44	1	97.5	1	0.5	0.50	0.04
V	61	2.5	92	4	1.5	0.28	0.03
VI	67.5	1.5	94	4.5	0	—	0.08
VII	102.2	1.11	97.7	1.17	—	—	0.04
VIII	103.7	3.4	92.3	2.9	1.2	0.37	0.07
IX	103.1	10.2	77.4	10.1	2.3	0.41	0.07
X	100	0.05	94.2	5.7	—	—	0.08

I Шварцфельз — Трондьем, Норвегия
II Эулизит — Мансио, Швеция
III Эулизит — Лабергет, „
IV Эулизит — Геллинге, „
V Коллобриерит — Коллобриер, Франция
VI Магнетитовая порода — Сюдварангер Норвегия
VII „ „ — „ „
} III, *55*, стр. 250

VIII Магнетитовый сланец — Кольский фиорд обр. № 619
IX „ „ — „ „ „ № 639
X Магнетито-гиперстеновый сланец — Кольский п-в, т. Волшпахк

Столбцы анализов VII—X присоединены мною, причем видно, что VII анализ другого образца руды из того же месторождения Сюдварангера по кислотности и по количеству других химических компонентов существенно отличается от анализов I—VI, приведенных Карстенсом, что вероятнее всего указывает на значительное непостоянство химического состава этих пород (!).

В связи с этим возникает вопрос, может ли химический состав подобного типа пород являться достаточно надежным критерием в вопросе определения их природы?

Отметим здесь, кстати, что по вопросу о генезисе эулизитов до сих пор нет единодушного мнения. Пальмгрен (Palmgren, III, *222*, стр. 215), написавший большую монографию об эулизитах Швеции, считает вопрос об их генезисе открытым для последующих исследований, но отмечает, что ни Cr ни V, т. е. элементов, постоянно присутствующих в основных магматических породах, в эулизитах Тунаберга не было найдено.

Хёгбом (A. Högbom, III, *169*, стр. 40), на том основании, что эулизиты ассоциируют с известняками и железными рудами, располагаясь

между ними, предполагает, что эулизиты могли произойти путем метасоматического замещения известняков.

Эккерман (H. Eckermann, III, *114*, p. 290), наоборот, эулизиты района Мансио Швеции рассматривает как магматические образования, считая что „the eulisite must be considered as consisting of pegmatitic hydatogeneous residual solutions of basic magmas".

Наконец Лакруа (M. Lacroix, III, *197*, стр. 1778; III, *198*, стр. 67), допуская, что эулизиты Сёдерманланда Швеции являются магматическими по происхождению, считает, что описанные им коллобриериты представляют „un terme ultrabasique de la série des schistes cristallins, sans rapport d'origine avec aucune roche eruptive".

В столбцах VIII — X тех же таблиц приведены анализы двух образцов железных руд с Кольского фиорда и одного образца гиперстенно-магнетитового сланца с т. Волшпахк. Анализы эти обнаруживают различие в составе с образцами VI—I, приведенными Карстенсом, но дают близкие—схожие цифры с таковыми второго анализа руд Сюдварангера (VII).

Особенно обращает внимание сходство состава магнетито-гиперстенового сланца X с анализами VII—IX. Однако для этого магнетито-гиперстенового сланца и подобных ему пород удается наметить генетическую связь с породами комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов и возможное происхождение за счет различного типа пород этого комплекса при их окварцевании и метасоматическом замещении при гипомагматических условиях (см. гл. V гиперстеновые гнейсо-диориты).

Совершенно очевидно, в таком случае, что или характер химического состава данных пород не может быть решающим критерием в определении генезиса исходного материала и для точного решения этого вопроса надо взвешивать, кроме того, и общие геологические данные, или же какое-либо из приведенных суждений о их генезисе является ошибочным.

Не вдаваясь в возможные суждения по второму вопросу и считая генезис шварцфельза и описанного мною гиперстено-магнетитового сланца более или менее обоснованным, попытаемся лишь сравнить окружающую их геологическую обстановку с таковой интересующих нас месторождений.

Из приведенного выше описания совершенно очевидно, что свита пород, сопровождающая руды Сюдварангера, совершенно отлична от таковой в месторождении шварцфельза и гиперстено-магнетитового сланца с Кольского полуострова.

Гиперстено-магнетитовые сланцы приурочены к магматическим породам ряда диорит-габбро-норита, тогда как в Сюдварангере Седерхольм отрицает существование одновременных рудоносной свите основных и даже кислых пород. Это же отсутствие основных пород

отличает свиту Сюдварангера от ордовичской „Bymarksgruppe", помимо различия литологического состава пород, сопутствующих шварцфельзы и руды Сюдварангера.

Все это, вместе взятое, заставляет сомневаться в правильности параллелизации руд Сюдварангера, с шварцфельзом, как это делает Карстенс, тем более, что и химический состав их указывает на различие (VII и I—VI).

С другой стороны, конечно трудно усмотреть сходство в геологической обстановке изучаемых нами месторождений и месторождений шварцфельза.

Что касается до Сюдварангера, то при некотором сходстве состава руд и сопровождающих их пород, как это указывалось выше, различие заключается не только в характере метаморфизации, что могло быть связанным с предполагаемым различием возраста и условиями залегания, но главное и в том, что наши руды во всех наблюдавшихся мною случаях приурочены к амфиболитам, или залегают среди них, т. е. связаны с какими-то основными метаморфизованными породами (см. далее). Такой связи для руд Сюдварангера не указывают ни Гейер, ни Седерхольм.

Все это заставляет искать других аналогий и другого объяснения генезиса наших руд.

Как ясно из всего вышеизложенного, наша свита слюдяных гнейсов сложена, вероятно, частью из материала седиментогенной природы, измененного в бластомилониты и сланцеватые роговики, и частью из пород, вероятно, магматической природы—это часть амфиболовых гнейсов, измененных в биотитовые гнейсы с роговиковой структурой. Значительная часть этих образований подвергалась инъекции и имбибиции растворами олигоклазовых и микроклиновых гранитов с образованием различных типов мигматитов.

Среди залегающих в этой свите амфиболитов, в которых не было отмечено рудных залежей, мною выделены: 1) плагиоклазовые амфиболиты, 2) гранатовые амфиболиты, 3) биотитовые амфиболиты, 4) амфиболо-биотитовые гнейсы, 5) биотито-амфиболовые сланцы с турмалином, 6) грюнерито-куммингтонито-гранатовые сланцы, 7) различные типы из перечисленных амфиболитов, но с содержанием эпидота (см. выше описание).

Если основываться на указании Барта (T. Barth, III, *71*, стр. 219), что в районах, не подвергшихся сильной инъекции гранитов, амфиболиты с амфиболом актинолитового характера можно считать возникшими за счет известняков (магнезиальных), а с обыкновенной роговой обманкой –за счет эруптивных основных пород, то на основании вышеприведенного описания можно предположить, что часть наших амфиболитов, содержащая амфибол актинолитового характера, возникла за счет седиментогенных пород, что подтверждается (?)

отчасти химическим анализом обр. № 629 (см. выше). Но возможно, кроме того, что плагиоклазовые амфиболиты, с обыкновенной роговой обманкой, а также гранатовые амфиболиты являются частью глубоко-метаморфизованными основными породами, приобревшими, в большинстве случаев, характер бластомилонитов, как на это указывает анализ обр. № 622. Амфибол этих пород, вероятно, произошел за счет пироксена, хотя реликтов такового нигде не было обнаружено, а гранат (альмандин) за счет плагиоклаза и какого-либо железисто-магнезиального силиката (см. об образовании граната в гранатовых гнейсах, гл. II и в комплексе гиперстеновых диоритов—гл. V).

Биотитовые амфиболиты и амфиболо-биотитовые гнейсы образовались при трансформации вышеописанных амфиболитов, не содержащих биотита при привносе в них гранитного материала путем имбибиции или инъекции, что хорошо прослеживается как геологически, так и под микроскопом.

Наоборот, биотито-амфиболовые сланцы с турмалином следует причислить к парасланцам на основании того, что амфибол их принадлежит к актинолиту. Кроме того, здесь совершенно отчетливо видны явления щелочного пневматолиза, сопровождавшегося привносом бора, что привело к образованию биотита за счет амфибола и, наконец, турмалина.

Не ясным является вопрос о генезисе паргаситовых амфиболитов, несколько раз встреченных в данной свите пород (см. описание выше). Известно, что паргасит является минералом, приуроченным почти исключительно к контактово-измененным известнякам (A. Laitakari, III, *200* и III, *201*; W. Kunitz, III, *1-6*, стр. 210—2 3; H. Eckermann, III, *114* и III, *113*, p. 277). Возможно, что и встреченные в двух месторождениях наши паргаситовые амфиболиты возникли за счет известняков. В таком случае интересно еще раз отметить, что месторождения эти не имеют связи с наблюдавшимися мною рудными залежами. С другой стороны, надо напомнить, что С. Ф. Машковцев описывает паргаситовые амфиболиты с южного берега Белого моря как несомненные образования за счет основных магматических пород (III, *36*, стр. 58). Очевидно, вопрос этот сложен и требует детальной проработки (химико-минералогической), прежде чем служить надежным признаком в определении генезиса паргаситовых амфиболитов, и ясна лишь роль пневматолиза при их образовании.[1]

Различные типы амфиболитов с эпидотом, за счет плагиоклаза, возникли при последующем разложении, вероятно, гидротермального характера.

Оставляя пока в стороне грюнерито-куммингтонитовые сланцы, обратимся к амфиболитам, сопровождающим рудные залежи.

[1] Т. е. паргаситовые амфиболиты, повидимому, возникают при пневматолизе как известняков, так и основных магматических пород.

Из вышеприведенного описания видно, что среди этих пород были встречены: 1) плагиоклазовые амфиболиты, 2) гранато-биотито-амфиболовые гнейсы, 3) биотито-гранатовые гнейсы, 4) гранато-амфиболовые сланцы, 5) биотито-гранатовые сланцы и 6) гранато-грюнерит-куммингтонитовые сланцы.

Плагиоклазовые амфиболиты аналогичны плагиоклазовым амфиболитам, не сопровождающимся рудой, и могут быть, в большинстве, отнесены к амфиболитам-бластомилонитам, образовавшимся, вероятно, частью по основным магматическим породам, как это показывает анализ обр. № 622 из месторождения м. Пинагорий (см. выше).[1]

Гранато-биотито-амфиболовые гнейсы и часть биотито-гранатовых гнейсов образовались путем последовательной биотитизации гранато-амфиболового гнейса, что происходило при привносе гранитных растворов. Биотито-гранатовые сланцы также, вероятно, образовались за счет амфиболо-гранатовых сланцев при воздействии на последние пегматитовых гранитов (в контакте с ними).

Таким образом, часть перечисленных пород, иногда сопровождающихся рудою, есть основание считать за основные магматические породы, глубоко метаморфизованные с образованием в большинстве случаев бластомилонитового типа амфиболитов, часто измененных аддитивными процессами в различные гнейсы, содержащие биотит и изредка затронутые процессами постериорного разложения (диафтореза).

Среди рудоносных пород различаются (см. описание выше):

1) Грюнерит-куммингтонито-магнетитовые сланцы.
2) Грюнерит-куммингтонито-амфиболо-магнетитовые сланцы.
3) Амфиболо-авгито-магнетитовые сланцы.
4) Авгито-магнетитовые сланцы.
5) Авгито-гранато-эпидото-магнетитовые сланцы.
6) Плагиоклазо-биотитовый амфиболит с магнетитом.
7) Плагиоклазо-биотито-гранатовый амфиболит с магнетитом.

Сюда можно причислить также не содержащие магнетита:

8) Гранато-грюнерит-куммингтонитовые сланцы.
9) Гранато-грюнерит-куммингтонито-эпидотовые сланцы.

Для решения вопроса о генезисе этой серии пород постараемся прежде всего выяснить природу ее минерального состава, т. е. ответить на вопрос, не являются ли ныне наблюдаемые минералы: авгит, амфибол, куммингтонит-грюнерит, гранат, эпидот, магнетит и кварц образовавшимися за счет каких-либо других минералов.

Так как в состав моноклинного пироксена магнетитовых сланцев входит большое количество геденбергита (см. табл. 24, составленную по

[1] Одна рудная залежь находится в висячем боку этого амфиболита, а другая мощностью 15—20 см, посреди его тела.

диаграмме Уинчелля, III, *301*), то можно предполагать, что при его образовании участвовали метасоматические процессы (железистый метасоматоз), при этом если происходило преобразование какого-либо другого минерала, то реакция прошла до конца, и реликтов первоначальной минеральной фазы в породе не сохранилось (не наблюдалось)

Таблица 24

№№ обр.	Дисперсия	ng:C	% Hed.	2V	% Hed.	$n_g - n_p$	% Hed.
564	$\rho > V$	45	68	61	40 или 90	0.025	40
564	„ > „	47	90	—	—	—	—
564	„ > „	48	100	62	60—80	0.026	36
1293—94	„ > „	45	68	61	40 или 90	0.025	40
1025	„ > „	48	100	62	60—80	0.026	36

Другое следует сказать относительно амфибола, иногда богатого железом, но еще не относящегося к ряду куммингтонит-грюнерита. В описании приведены наблюдавшиеся случаи его образования за счет только что упоминавшегося моноклинного авгита. Поэтому данный амфибол следует считать постериорной фазой, образовавшейся за счет моноклинного пироксена. Весьма возможно, что сюда же следует причислить и другие амфиболы, обладающие сильным лучепоглощением и полихроизмом и встречающиеся обычно в виде небольших примесей в породе (?).

На вопрос, из чего образовались амфибол ряда куммингтонит-грюнерита в имевшихся в моем распоряжении образцах, ответа не удалось получить. Однако в рудах из района ст. Шонгуй, генетически связанных с комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов и описанных мною (в гл. V), наблюдалось, что гиперстено-авгито-магнетитовый сланец одной и той же залежи, в контакте с пегматитом, переходит в грюнерит-магнетитовый сланец. Эти наблюдения, мне кажется, указывают на то, что амфибол ряда грюнерит-куммингтонита изучаемой серии рудоносных пород мог образоваться за счет гиперстена. Отсюда видно, что вопрос о генезисе грюнерит-куммингтонита изучаемой серии пород является направляющим выяснение происхождения изучаемой серии пород и может быть поставлен следующим образом.

Если грюнерит-куммингтонит образовался вне связи с изменением минерала гиперстена или, может быть, фаялита (см. далее), то генезис рассматриваемой серии пород должен рассматриваться также вне связи с генезисом за счет гиперстено-магнетитовых сланцев, генетически, в свою очередь, связанных с комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов.

В противном случае, наоборот, серия изучаемых амфиболо-магнетитовых сланцев могла быть возникшей путем метаморфизма гиперстено-магнетитовых сланцев.

Рассмотрим сначала вторую возможность образования рудоносных пород путем метаморфизма гиперстено-магнетитовых сланцев, не входя в разбор генезиса последних, который подробно сделан далее (см. главу V о комплексе гиперстеновых гнейсо-диоритов).

Обращаясь к вопросу об образовании грюнерито-куммингтонита за счет гиперстена, отметим прежде всего, что случаи образования амфибола по ромбическому пироксену при региональном метаморфизме отмечены были уже давно в габбро Уильямсом (G. Williams, III, *266*, стр. 343).

Для гиперстена магнетитовых сланцев, описываемых далее, также изредка наблюдалась трансформация гиперстена в амфибол, обычно сопровождающаяся осланцеванием породы или же в контакте с гранитами (пегматитами на Шонгуй вараке).

В первом случае амфибол бледно окрашен, или бесцветен, и по оптическим свойствам чаще относится к ряду актинолита (см. гл. V, стр. 214, константы для обр. №№ 1686 и 1683), но был встречен один раз и грюнерито-куммингтонит с оптическими свойствами: $n_g : C = 18°$, $n_g - n_p = 0.031$ (обр. № 1642, см. стр. 114). По диаграмме Сундиуса (N. Sundius, III, *267*, стр. 330), по углу погасания амфибол этот содержит 50% и по двойному лучепреломлению 56% ($FeSiO_3 + MnSiO_3$).

Во втором случае из месторождения на Шонгуй вараке константы амфибола оказались: $2V = 79°$; $n_g : C = 16°$; $n_g - n_p = 0.034$, т. е. амфибол содержит 63% и 67% ($FeSiO_3 + MnSiO_3$) (III, *267*, стр. 330).

В изучаемой серии магнетитовых сланцев грюнерит-куммингтонит имеет следующий состав (см. табл. 25).

Таблица 25

№№ обр.	2V (град.)	$n_g : C$	% (Mn, Fe)SiO_3	$n_g - n_p$	% (Mn, Fe)SiO_3	% $FeSiO_3$ аналитич.[1]
			Сланцы с магнетитом			
620,542	90	14,5°	70	0.029	51	64—66
621	—74	15°	70	0.028	47	—
639	90	14°	75	0.035	69	—
639	—65	16°	62	0.029—30	51—52	—
633	—88	15—16°	62—70	0.028	47	—
635	—72	15°	70	0.029—30	51—52	—
			Сланцы без магнетита			
567	—78	15—16°	62—70	0.032	65	—
1063	—87	15—16°	62—70	0 034	67	—
1021	—53(!)	16°	62	0.029	51	—

[1] Получен перечислением валового химического анализа породы (см. выше таблицу 17).

Если основываться на константе $n_g - n_p$, то содержание $FeSiO_3$ ($MnSiO_3$) распределяется так: 47% (2), 51—52% (4), 64% (1), 67% (1) и 69% (1) и в общем совпадает с содержанием $(Fe, Mn)SiO_3$ в грюнерит-куммингтоните, обнаруженном в гиперстено-магнетитовых сланцах [см. выше—50—56% и 62—67% $(FeMn)Si_2O_6$].

Если теперь мы обратимся к составу предполагаемого исходного материала т. е. гиперстена гиперстено-магнетитовых сланцев, то содержание в нем $FeSiO_3$ колеблется в более широких пределах: от 28% и до 56% (см. таблицу 45, стр. 236).

Из этих данных видно, что из гиперстена гиперстено-магнетитовых сланцев при их перекристаллизации могли произойти: амфибол актинолитового характера с низким содержанием $FeSiO_3$ (см. выше) и частью грюнерит-куммингтонит содержанием до 56% $FeSiO_3$.

Что касается до грюнерита магнетитовых сланцев с содержанием 56—69% $FeSiO_3$, то он мог образоваться или 1) за счет гиперстена, еще более богатого $FeSiO_3$, для которого в гиперстеновых гнейсах и сланцах высший предел был определен оптически в 63% $FeSiO_3$ (см. табл. 43 и 45 на стр. 229 и 236),[1] 2) за счет фаялита сланцев, содержание FeO в котором, по оптическим константам, достигало 62—69% (см. далее на стр. 214), 3) может быть при некоторой молекулярной перегруппировке при трансформации гиперстена (?) и, наконец, 4) возможно, что образование такого грюнерита происходило просто вне зависимости от трансформации минерала гиперстена, т. е. при ином характере генезиса.

Оставляя пока в стороне последнюю возможность и допуская образование грюнерита за счет гиперстена или фаялита, продолжим далее анализ возможности образования этой серии пород за счет гиперстено-магнетитовых сланцев.

В таком случае гранат и эпидот, встречающиеся иногда в вышеупомянутых грюнеритовых сланцах, по аналогии с гранатовыми сланцами из комплекса гиперстеновых диоритов, могли бы образоваться: первый за счет плагиоклаза и гиперстена (или фаялита) и второй за счет плагиоклаза, т. е. гранат и эпидот и здесь могут указывать на возможность образования изучаемой серии рудоносных пород за счет основных плагиоклазовых пород путем их метасоматического замещения, как это описывается мною далее для образования руд, сопровождающих гиперстеновые гнейсо-диориты (гл. V).

Встреченные рудоносные плагиоклазовые амфиболиты близ колонии Китовки и на т. Маляурвыд (см. описание) может быть могли бы являться в таком случае исходным материалом, т. е. амфиболизированными рудоносными диоритами, которые подвергались затем

[1] См. главу V, стр. 235—236, по вопросу о составе гиперстена из гиперстено-магнетитового сланца т. Волшпахк, содержащего по перечислению валового анализа породы 82.94% $FeSiO_3$ и 0.55% $MnSiO_3$ ($\Sigma = 83.49\%$).

кварцевому метасоматозу и гранитному пневматолизу с образованием биотита за счет амфибола. Впрочем не исключена возможность, что плагиоклаз и биотит в магнетитовом сланце с р. Китовки могли образоваться и при гранитной инъекции в уже готовый магнетитовый сланец. Имеющийся фактический материал не дает однозначного ответа на этот вопрос.

Наконец, кварц магнетитовых сланцев, в том случае, когда порода не затронута последующим катаклазом, схож по характеру своего развития и обилию включений жидкости с жильным кварцем гиперстено-магнетитовых сланцев. Таким образом, и здесь, аналогично образованию гиперстено-магнетитовых сланцев, можно предполагать существование метасоматоза, приведшего к замещению плагиоклаза первоначальной и основной породы кварцем, как отмечено выше.

В имеющихся образцах магнетитовых сланцев непосредственного подтверждения такого метасоматоза мне не пришлось наблюдать, так как реликтов полевого шпата нигде не сохранилось.[1] Однако в амфиболитах, сопровождающих эти сланцы, такого типа окварцевание наблюдалось.

Весьма сложный вопрос о возникновении полосчатой текстуры таких магнетитовых сланцев не может быть разрешен имеющимся в моем распоряжении небольшим материалом наблюдений. Однако описанные выше примеры легкой перемещаемости кварца и магнетита, например при образовании новых слоиков руды, располагающихся диагонально к первоначальной сланцеватости породы, определяемой направлением вытянутых амфиболов (см. микрофото, табл. IV, фиг. 2) а также и то, что большинство полосчатых руд по текстуктуре приближается к бластомилонитам, позволяют высказать предположение, что причинами, вызвавшими образование полосчатости, могли бы быть диференциальные движения с образованием разрывов и перемещений по плоскостям сланцеватости с одновременно идущим перемещением переходящего в раствор рудного материала и его новой кристаллизацией. Во всяком случае можно видеть, что магнетитовые кварциты, не обладающие полосчатой текстурой, не несут и следов механического воздействия, например геденбергито-гранато-магнетитовый кварцит с массива Пинагорий, и обратно (ср. описание и генезис полосчатой текстуры магнетито-гиперстеновых сланцев, а также ранее цитированную литературу об образовании милонитов, III, *257*; III, *271*; III, *263*; III, *224*; III, *194*).

Таким образом, петрологический анализ позволяет наметить некоторую близость руд, приуроченных к комплексу слюдяных гнейсов,

[1] Два случая таких магнетитовых амфиболитов (один с гранатом), замещаемых кварцем, так что остаются только реликты плагиоклаза, были встречены мною в коллекции Бархатовой из рудных залежей на восток от Кольского ф. (1933 г.).

к рудам, генетически связанным с комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов, но было бы интересно найти подтверждение этому и в геологических наблюдениях.

Из вышеприведенного описания видно было, что среди собранных образцов пород в моей коллекции и коллекции П. В. Виттенбурга были встречены только амфиболиты; но кроме того, как это упоминается при описании комплекса гиперстеновых диоритов и гнейсов, отдельные их выходы встречались не только в районе нижнего течения р. Туломы, на т. Горелой у Мурманска, но и в районе Кольского фиорда у губы Средней и близ маяка Сеть-Наволок и, наконец, еще западнее—у северного конца Урт-озера. Но очень интересны две другие находки: 1) в районе д. Белокаменной на мысе того же наименования, т. е. как раз у северной границы полосы слюдяных гнейсов, встречен был выход перидотита и пироксенита посреди амфиболитов, которые можно причислить к комплексу гиперстеновых диоритов, и 2) среди шлифов коллекции А. П. Герасимова, любезно предоставленной для просмотра, мною был обнаружен (обр. № 69) образец несколько амфиболизированного гиперстено-амфиболового гнейса с биотитом, взятого А. П. Герасимовым с одного из склонов т. Мишукова.

Если изложенные данные и их толкование справедливо, то, может быть, и магнетитовые сланцы, приуроченные к свите слюдяных гнейсов, генетически связаны с породами комплекса гиперстеновых диорито-гнейсов, позже измененных в амфиболиты.

Из изложенного также видно, что в таком случае рудоносные сланцы и сопровождающие их амфиболиты могут быть отнесены по степени метаморфизма к амфиболитовой фации Эсколя (P. Escola, III, *124*). Амфиболизация первоначальных пород могла возникнуть как под влиянием интрузий олигоклазовых гранитов, так и частью еще более молодых микроклиновых гранитов и, вероятно, к этим моментам, сопровождаемым тектоническими движениями, ее и следует приурочивать.

Оллен, Райт и Клемент (E. Allen, F. Wright, Clement III, *58*) на основании своих экспериментов над искусственным получением магнезиальных метасиликатов пришли к заключению, что магнезиальный метасиликат со строением моноклинного амфибола образуется при более низкой температуре, чем ромбический и моноклинный пироксен. Н. Боуэн в своей новейшей работе получил переход тремолита в пироксен при нагревании до 900° (N. Bowen, III, *83*).

С другой стороны, Оллен, Райт и Клемент указывали, что ромбическая модификация амфибола при нагревании с водою в бомбе переходила при температуре 375—475° в моноклинный амфибол.

Таким образом, если мы допустили, что при образовании гиперстено-магнетитовых кварцитов гиперстен оказался устойчивым в тем-

пературном интервале 600—500° С, то очевидно, что амфиболизация таких пород должна была происходить ниже температуры 600—500° и не ниже температуры 475—375°, когда ромбический амфибол переходит в моноклинный [III, *58*, *79*, стр. 186 (см. главу V)].

В свете таких сопоставлений магнетитовые сланцы, приуроченные к комплексу слюдяных гнейсов, представляют собою метаморфическую амфиболитовую (в большинстве) фацию пород типа гиперстено-авгито-магнетитовых сланцев, в свою очередь, возникших при гипомагматическом метасомотозе за счет пород комплекса гиперстеновых диорито гнейсов.

Вторая возможность, при которой образование грюнерита не находится в связи с изменением гиперстена и когда грюнерито-магнетитовые сланцы генетически не связаны с гиперстеновыми породами, могла бы заключаться в образовании изучаемых пород путем метасоматоза амфиболитов и была уже указана Эсколя (Escola, III, *127* стр. 241—243, 256—257, 259—263) еще в 1917 г. для области Ориярви в южной Финляндии (см. также Sjogren, III, *318*).

По этой трактовке интрузия олигоклазовых гранитов (!) в области Ориярви сопровождалась метасоматическими процессами, которые приводили к образованию „рудных кварцитов" с сульфидами и кордиеритом и в других случаях к привносу магнетита, FeO и MgO в амфиболиты с образованием полосчатых руд (banded iron ore), в которых слоики тонкозернистого магнетита и апатита (до 2.52% P_2O_5), толщиной от 1 до 10 мм, перемежаются с более мощными слоиками лептитовой породы, состоящей из кварца, плагиоклаза (80% An) и куммингтонита с типичной роговиковой структурой.

При таком типе метасоматоза могли образоваться пироксен геденбергитового характера,[1] грюнерит-куммингтонит и, наконец, изредка встречавшийся гранат (повидимому иногда известковистый?) и эпидот наших магнетитовых сланцев, тем более, что рудоносные породы располагаются в приконтактовой полосе с олигоклазовыми гранитами (аналогично району Ориярви).

Интересно отметить также, что магнитометрическая съемка Пуртова обнаружила наиболее значительные и мощные залежи рудоносных пород расположенными ближе к полю олигоклазовых гранитов, что, может быть, указывает на связь их генезиса с этими гранитами и на наличие здесь некоторых оптимальных условий для подобного типа рудообразования (метасоматоз железисто-магнезиальный).

Не вдаваясь в детали изучения такого возможного процесса, отметим лишь, что присутствие в магнетитовых сланцах моноклинного диопсид-геденбергита[1] указывает на то, что такой метасоматоз мог

[1] Присутствие геденбергита говорит в пользу метасоматического происхождения описываемых руд.

начаться при несколько более высокой температуре (?) и затем продолжаться при той же температуре, что выше выяснялось для метаморфического изменения гиперстеновых пород (ниже 600—500° и не ниже 475—375°). В остальном минералообразование шло, вероятно, аналогично вышеописанному, за счет минералов метасоматически замещаемого орто- или даже параамфиболита.

Если допустим такого типа генезис руд, приуроченных к комплексу биотитовых гнейсов, то сюда же следует причислить и грюнерито-куммингтонито-гранатовые сланцы с пиритом, обнаруженные в гранатовых гнейсах на р. Туломе у порога Калепуха и описанные выше (см. гл. II „Комплекс гранатовых гнейсов").

К таким двум гипотезам приводит попытка объяснить наблюдавшуюся мною постоянную связь рудных сланцев с амфиболитами, образовавшимися за счет первоначальных магматических или осадочных пород.

Могут ли быть при такой постоянной ассоциации с орто- или параамфиболитами железные руды осадочного происхождения, сказать трудно. Но кажется, что образование наших руд путем латеритного выветривания или гальмиролиза (C. Carstens, H. Hummel) субстрата основных экструзивных пород объяснить трудно, как по картине геологического взаимоотношения между амфиболитами и рудными сланцами, залегающими часто линзами среди амфиболитов, так и по химическому составу самих руд, в большинстве не содержащих совершенно глинозема. Нет также такого постоянства ассоциации с пара- или ортоамфиболитами (т. е. карбонатными или основными породами) в залегании джеспилитов Верхнего озера Сев. Америки (v. Hise, Leith, 1911) или Кривого Рога на Украине (Н. И. Свитальский, 1932) Наоборот, как правило, карбонатные породы не встречаются в этой фации осадков (v. Hise, Leith, 1911).

Однако малое количество наблюдений маршрутного характера не исключает возможности и того, что может быть впоследствии будет доказано отсутствие постоянства такой ассоциации (или она будет объяснена каким-либо иным путем), и тогда естественным будет сделать и то сравнение Кольских руд комплекса слюдяных гнейсов с рудами осадочного происхождения Сюдварангера, которое мною впервые было сделано еще в 1917—1918 гг. (II, *43*, *44*, *45* см. начало этой главы). В таком случае ассоциация минералов наших магнетитовых сланцев, как это хорошо известно, могла бы возникать также и в результате метаморфизма и метасоматоза руд осадочного происхождения джеспилитов, как это имеет место для руд Верхнего Озера С. Америки (S. Richardz, III, *311*, *312*).

Будущему исследователю предстоит большая и интересная задача выяснить эти вопросы, мои же наблюдения были только в состоянии поставить вопрос о генезисе железных руд так, как изложено это выше.

Глава IV

КОМПЛЕКС ГАББРО-АМФИБОЛИТОВ, АМФИБОЛИТОВ И АМФИБОЛОВЫХ ГНЕЙСОВ[1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Породы типа амфиболитов наблюдались в изученном мною районе и вообще на Кольском полуострове уже издавна. Так, например, Леман (Lehmann и Baer, III, *64*, стр. 139) указывает на развитие роговообманковых пород в районе р. Пялицы еще в 1838 г., а Бётлинг (K. W. Boethlingk, II, *2*, стр. 200 и 194) отмечает, кроме роговообманковых сланцев в районе р. Поноя, жилы роговообманковых пород в районе Кольского фиорда. Эти последние образования частью несомненно относятся к дайковой формации диабазов и габбро-диабазов, но, частью, возможно, что и к группе развитых здесь амфиболитов.

Позже В. Рамсей (W. Ramsay, II, *13*) указывает на развитие роговообманковых сланцев около г. Колы на р. Коле и на восток отсюда в районе Кильдинских тундр, относящихся к изученному мною району (повидимому т. Юксвыд).

Однако первое петрографическое описание и характеристика этих пород были сделаны только в 1891 г. Ш. Веленом (Ch. Velain, II, *16*) изучившим материал экспедиции Ш. Рабо (Ch. Rabot), обнаружившей развитие амфиболовых гнейсов и сланцев в ассоциации с гранулитоподобными гранитами в верховьях р. Туломы и Ристиканти на Нотозере.

В 1897—1899 гг. Рамсей (II, *25*) в данной им первой стратиграфической схеме геологических образований Кольского полуострова отводит роговообманковым гнейсам наиболее низкое место, вместе со слюдяными гнейсами, считая их более древними, чем граниты и гнейсограниты.

Наконец Таннер (V. Tanner, II, *39*, стр. 20—23), посетивший район Ното-озера, отмечает развитыми в его южной части адергнейсы и амфиболовые гнейсы. В амфиболовых гнейсах им обнаружены были диопсид и гиперстен (!), а адергнейсы состоят из пород амфиболитового состава и инъецирующих их более молодых жил гранита.

Мне при своих исследованиях пришлось столкнуться с породами ряда амфиболитов в самом начале работ (А. Полканов, II, *37*, *42*, *44*,

[1] См. также главу XV, §§ 3 и 4.

45), причем в большинстве это были небольших размеров пластообразные тела, включенные в олигоклазовые гнейсо-граниты или располагавшиеся среди слюдяных и гранатовых гнейсов.

Данные этих первоначальных наблюдений также привели к заключению о их наиболее древнем возрасте, как это было установлено ранее Рамсей (W. Ramsay, II, *25*), и к тому, что породы этого типа частью являются ортогнейсами (А. Полканов, II, *51*).

Только в последующие годы моих работ обнаружено было широкое развитие комплекса этих пород в районе Ното-озера и рр. Лоты, Печи, верховьев Туломы, Улиты и Шовны, т. е. там, где отчасти они были уже указаны исследованиями Рабо (II, *16*) и Таннера (II, *39*).

Кроме того, небольшие геологические тела этого же рода пород встречались спорадически и в других районах исследования (А. А. Полканов, II, *60*, *51*, *53*, *54*, *55*, *56*, *59*).

ГЕОЛОГИЯ

2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОМПЛЕКСА

При моих исследованиях габбро-амфиболиты и амфиболовые гнейсы древнейшего возраста (т. е. древнее олигоклазовых гранитов) были встречены развитыми в следующих районах:

1) В широком развитии в районе Ното-озера и рр. Лоты, Печи, верховьев Туломы и, наконец, Улиты и Шовны.

2) Среди поля развития комплекса гранатовых гнейсов.

3) Среди поля развития комплекса слюдяных гнейсов.

4) В связи и среди комплекса гиперстеновых диоритов.

5) Среди комплекса олигоклазовых гранитов.

Амфиболиты встречались и среди поля микроклиновых гранитов, но возможно, что эти образования уже являются более молодыми по возрасту (во всяком случае частью, см. далее).

3. ГЕОЛОГИЯ НОТО-ОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ното-озерский район развития пород этого комплекса естественно делится южной полосой развития гранатовых гнейсов, тянущейся по хребту Чотзыш-вараки к Вульяур на р. Лоте (см. карту), на две части, северную и южную.

Северный массив расположен в лесистой, частью заболоченной и перекрытой мощными четвертичными отложениями депрессии, и поэтому исключительно плохо обнажен.

По очень небольшому числу выходов коренных пород, обнаруженных маршрутными исследованиями, можно реставрировать только некоторые основные черты строения этого геологического тела.

Массив этот с севера, с северо-востока и востока огибается средней полосой гранатовых гнейсов и их мигматитов и с юго-запада южной

полосой того же комплекса. По данным Таннера (V. Tanner, II, *39*) можно думать, что он продолжается на территорию Финляндии и здесь, может быть, огибается гранатовыми гнейсами, если высказанные выше предположения (гл. II) о возможном соединении южной и средней полос гранатовых гнейсов являются верными (район Карниоки и Тятьсяур, см. гл. II).

Поле развития этих пород продолжается и на юго-восток от исследованного района Ното-озера. Однако пачки гранатовых гнейсов встречаются и среди пород этого комплекса, являясь, вероятно, остатками корней висячей кровли (район истока р. Печи). Внутреннее строение массива усложняется еще тем, что среди его поля присутствуют интрузии более молодых микроклиновых гнейсо-гранитов.

Так, небольшое поле их развития и сопровождающих их мигматитов встречено было вдоль северной окраины хребта Чотзышвараки, в нескольких местах на Ното-озере, в верховьях р. Туломы и, наконец, рр. Улиты и Шовны.

Эти интрузии, очевидно, и породили адергнейсы, на которые указывал еще ранее Таннер (II, *39*).

Характер исследований и плохая обнаженность не позволяют сделать каких-либо заключений относительно распространения различных типов пород в поле этого массива. Можно высказать лишь одно замечание о том, что породы с наименьшей неизменностью, т. е. сохранившие свой первичный характер, приурочены к средней части поля развития комплекса—это кварцевые габбро-нориты Анистундры и р. Печи, пироксениты северной и средней частей Ното-озера. Эти породы имеют то массивное сложение — пироксениты, то отчетливую гнейсовидную, вероятно, первичную текстуру—габбро-нориты т. Анис.

В остальных типах пород всегда наблюдается гнейсовое сложение, возможно, что и не во всех случаях порожденное перекристаллизацией при позднейшем механическом воздействии.

Можно предполагать также, что внешняя граница этого массива следует в общих чертах простиранию огибающих его гранатовых гнейсов. В общих чертах этому простиранию следует также простирание сланцеватости и гнейсовидности пород изучаемого комплекса.

Все это позволяет предполагать синтектоничность интрузии основной магмы с эпохой диастрофизма, породившей дислокации в гранатовых гнейсах, т. е. саамской эпохой постсвионийского времени (см. гл. II и XIV).

По форме интрузивное тело, вероятно, приближается к ареал-плутону (plutonische Areale) первой величины (относительной, см. H. Cloos, III, *107*).

В массиве развита частью гнейсо-габбровая и габбро-гнейсовая—амфиболитовая фация пород с наложившимися последующими явле-

ниями перекристаллизации под влиянием продолжающихся тектонических процессов и последующей инъекции кислой магмы.

Наиболее вероятно, что внутренняя (гнейсовая) тектоника этого массива была несамостоятельна и гармонична к плоскости контакта (zum stoff ichen Kontakt).

Такова, предположительно, общая характеристика типа этой интрузии в свете классификации интрузивных тел, даваемых Гейером и Клоосом (P. Geijer, III, *144*; H. Cloos, III, *107*).

Относительно южного Ното-озерского массива имеется очень мало геологических данных. Амфиболиты и пироксеновые гнейсы здесь прорываются и сильно инъецируются микроклиновыми гранитами. Породы гнейсовидны и имеют простирание, в общем согласное с границей и простиранием гранатовых гнейсов, расположенных на северо-восточной границе.

Возможно, что поле это представляет часть северо-восточной окраины массива гранулитов Финляндии (J. Sederholm, III, *244, 245, 249*).

4. МЕЛКИЕ ТЕЛА АМФИБОЛИТОВ СРЕДИ ГРАНАТОВЫХ СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСОВ, ГИПЕРСТЕНОВЫХ ДИОРИТОВ И ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ (ГЕОЛОГИЯ)

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы, распространенные среди поля гранатовых и биотитовых гнейсов, залегают всегда согласно с окружающими породами в виде пластов или, может быть, пластообразных линз. Если верно предположение об их образовании за счет магматических пород, то нет все же совершенно никаких данных для суждения о том: являлись ли они первоначально эффузивными образованиями, одновременными отложению осадков, из которых образовались гранатовые гнейсы, или же позднейшими интрузиями. Среди последних могли быть интрузии до образования складчатости (praetektonisch), или одновременными со складчатостью (syntektonisch).

Выше было указано, что ортоамфиболиты в слюдяных гнейсах предположительно можно считать синтектоничными со складчатостью саамского диастрофизма.

Амфиболиты, приуроченные к комплексу гиперстеновых гнейсо-диоритов, как это излагается далее, представляют метаморфическую фацию гиперстеновых пород, возникшую главным образом под влиянием воздействия, инъекции более молодых микроклиновых гранитов.

Следовательно, это районы местных изменений, имеющих общее геологическое строение, тождественное строению комплекса гиперстеновых диоритов (см. гл. V).

Наконец, амфиболиты, заключенные в олигоклазовых гранитах, представляют, частью, вероятно останцы — реликты более древних пород, а частью основные выделения той же интрузии, измененные явлениями автометаморфизма—автомигматиты (см. гл. VI).

5. ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА

Относительно возраста этих образований судить очень трудно. Амфиболиты, заключенные среди олигоклазовых гранитов и гиперстеновых диоритов, очевидно, являются более древними образованиями (см. гл. V и VI).

Северный Ното-озерский комплекс габбро-амфиболитов или синхроничен или же древнее комплекса гиперстеновых диоритов, в зависимости от того, считать ли габбро-нориты Анис-тундры более молодыми и прорывающими габбро-амфиболиты, что очень вероятно- или же они представляют сохранившиеся от изменений участки того же комплекса (см. выше).

Возможно, что то же стратиграфическое положение (?) занимает часть южного Ното-озерского массива габбро-амфиболитов. Относительно же возраста гранулитов в соседней Финляндии нет установившегося взгляда, но в общем их считают более молодыми образованиями (см. гл. IX).

Наконец, пластовые залежи амфиболитов среди слюдяных и гратовых гнейсов как породы, измененные при постсвионийском саамском диастрофизме, очевидно следует относить к образованиям свионийским или же к синтектоничным с эпохой саамского диастрофизма (см. гл. XIV).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА

6. НОТО-ОЗЕРСКИЙ МАССИВ (СЕВЕРНЫЙ)

Общий обзор. В северном Ното-озерском массиве были обнаружены следующие группы пород:

1. Пироксениты.
2. Габбро-нориты, габбро-амфиболиты и бластомилониты-амфиболиты, жильные габбро-нориты и кварцевый габбро-диабаз.
3. Диорит-аплиты (и лейко-диориты).
4. Пироксеновые амфиболиты.
5. Амфиболиты.
6. Амфиболовые и амфиболо-биотитовые и биотитовые гнейсы.
7. Скаполитовые амфиболиты и гнейсы.
8. Амфиболовые сланцы.

1. **Пироксениты** были обнаружены в трех местах: 1) на северном берегу Ното-озера (Ваттаркуада-варь, обр. № 841—842) 2) у устья р. Лоты (обр. №№ 868, 870—872) и 3) на р. Лоте на вараке Лукинской (обр. № 874).

Всюду наблюдались только изолированные выходы, принадлежащие в первых двух местах, повидимому, одному и тому же крупному телу.

В первом месте пироксениты рвутся кварцевыми жилами с амфиболом, во втором наблюдались секущие их жилы диорита, а в третьем в связи с ними находятся биотито-амфиболовые гнейсы и они секутся жилой розового микроклинового пегматита.

Пироксениты обычно крупнозернисты, зеленовато-черного цвета и массивного сложения, или иногда осланцованы.

В наименее измененных образцах п. м. наблюдаются диопсид, гиперстен, роговая обманка и иногда немного плагиоклаза. Вследствие амфиболизации первичная структура породы изменена в той или иной степени с образованием паналлотриоморфного строения (кристаллобластез).

Моноклинный пироксен диопсидового (или иногда диаллагового) характера представляет главную составную часть породы ($n_g : C = 40°$, 43°; бесцветный или зеленоватый), иногда образует двойники по (100) и срастается с обыкновенной роговой обманкой в параллельном положении (homoaxial). Роговая обманка при этом располагается в поле пироксена то неправильными участками, то срастаясь по плоскости (100), прекрасно выраженной. В последнем случае амфибол образует тонкие пластинки, вытянутые по оси C, иногда очень густо заполняя поле пироксена (обр. № 879) (см. микрофото, табл. IV, фиг. 3).

По краям пироксен, кроме того, переходит в роговую обманку уралитового характера, окрашенную бледнее и часто содержащую мелкие включения кварца, если пироксен находился в контакте с плагиоклазом.

Ромбический пироксен с 2 V, близким к 90°, но с отрицательным знаком и интенсивным полихроизмом в розовых тонах, ксеноморфен и часто включен в диопсид и иногда в роговую обманку. Гиперстен иногда заключает тонкие пластиночки моноклинного пироксена, изредка включает прорастающую в параллельном положении роговую обманку и по трещинам изменяется в серпентин.

Амфиболы—один тип по цветам полихроизма относится к обыкновенной роговой обманке ($n_g : C = 18°, 17°$; n_g зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ —бледнозеленовато-желтый), другой окрашен в бледные цвета, относится к уралиту (актинолиту) и иногда содержит включения кварца. Генезис этого последнего ясен—это вторичный амфибол, образующийся по пироксену (+ плагиоклаз). Что касается до обыкновенной роговой обманки, то трудно определенно решить вопрос об ее генезисе, в особенности в тех случаях, когда она образует правильные пластинчатые срастания с пироксеном (см. выше и микрофото, табл. IV, фиг. 3).

Плагиоклаз встречен лишь в некоторых образцах (№№ 842, 868, 874), в небольшом количестве располагаясь мезостатически и будучи почти нацело измененным. Содержание $An = 45\%$ (обр. № 874).

Кроме того, в породе присутствует небольшое количество руды.

Иногда такие пироксениты амфиболизированы почти нацело (№№ 841, 874).

Если роговая обманка наших пироксенитов вся вторичная, то они приближаются к вебстеритам, иногда содержащим плагиоклаз.

Если же амфибол является частью первичным, то ряд этот приближается к ариежитам.

2. Габбро-нориты, габбро-амфиболиты, жильные габбро-нориты и бластомилониты

Габбро-нориты. Породы данной группы были обнаружены слагающими тундру Анис с группой прилегающих к ней лесистых возвышенностей и на р. Пече в районе III Падуна. Вероятно, оба эти района представляют только часть одного и того же тела, границы которого неясны благодаря изменениям габбро-норитов в амфиболиты. Наконец, изолированный выход норита был встречен на север от Ристиканти на Ното-озере (и на Валес-Ньярке).

Во всех этих районах габбро-нориты сильно амфиболизированы и часто переходят в настоящие амфиболиты.

На р. Пече у III Падуна наблюдался переход амфиболитов в лейкократовые или мезократовые биотито-амфиболовые гнейсы со скаполитом и биотитовые гнейсы.

В обоих районах наблюдались секущие дайки жильного норита (габбро-норита), принадлежащие, вероятно, к той же формации, и редкие пластовые жилы лейкодиорита (аплит-диорита), секущие и жилы габбро-норита. Наконец, на р. Пече и у Ристиканти наблюдались жилы нормального микроклинового гранита, секущие амфиболиты и нориты.

Габбро-нориты (обр. №№ 464, 887, 888, 891, 891а, 1821, 1822, 85) представляют в большинстве мезо- или меланократовые породы, всегда с отчетливой гнейсовидностью и обладающие средне-или крупнозернистой структурой. Иногда меланократовые и светлые участки породы образуют полосатую текстуру.

Невооруженным глазом среди темных минералов различается часто встречающийся красный гранат (альмандин).

П. м. обнаруживается сланцеватое расположение минералов и почти всегда гранулированное сложение плагиоклаза и паналлотриоморфная структура (см. микрофото, табл. IV, фиг. 4).

Минеральный состав: плагиоклаз, гиперстен, диопсид, амфибол, кварц, биотит, гранат и добавочные—руда, апатит и сфен.

Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому и иногда по периклиновому законам, развит в крупных зернах, иногда сильно деформированных и окруженных венчиком мелких гранулированных зерен того же состава плагиоклаза. Иногда такая грануляция доходит до таких пределов,

что крупные зерна плагиоклаза составляют лишь половину всей его массы (обр. №№ 464, 891 в породах зон скольжения—shearing zones). Плагиоклаз содержит 44, 45, 49% An, включает мелкие зерна руды и редкие листочки биотита и амфибола.

Кварц обычно в небольшом количестве, располагаясь вместе с плагиоклазом, или иногда приурочиваясь к темным минералам (!), и почти всегда обладает волнистым погасанием и даже мозаикой.

Все темноцветные компоненты обычно группируются вместе, образуя кучки или полосы среди плагиоклаза.

Гиперстен: $2V(\ddagger) = 56$ полихроизм в интенсивно розовых цветах. Гиперстен обычно удлинен по оси C, но ксеноморфен иногда включен в диопсид и часто в амфибол; изредка наблюдается параллельное прорастание пластинками моноклинного пироксена. Гипрестен часто переходит в зеленый амфибол с включениями руды и зерен кварца, причем иногда этот зеленый амфибол друзообразно нарастает на гиперстен (!).

В других случаях зерно гиперстена или его реликт располагается посреди роговой обманки или граната, или иногда переходит в биотит с кварцем, образующим симплектитоподобные сростки. Такое замещение в некоторых случаях идет до конца. Третий тип изменения гиперстена—это обрастание каймой граната в контакте с плагиоклазом. Нарастающий гранат идиоморфен по отношению к плагиоклазу. Наконец, иногда гиперстен по трещинам переходит в серпентин.

Диопсид: $2V(\ddagger) + 54°$; $n_g : C = 43°$; цвет бледнозеленый, развит часто в крупных зернах, сильно деформированных, переходит в амфибол с неправильными врастками кварца и иногда окружен венчиком граната

Амфибол. Часть амфибола, несомненно образующегося за счет пироксенов, обладает обычно бледнозеленым цветом. Кроме такого амфибола, присутствует другой, темноокрашенный, с оптическими свойствами $2V(\ddagger) = -71°, -76°$; $n_g : C = 14°$ $n_g = n_m$ темнооливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый. Такой амфибол часто образует крупные зерна (или мелкие) и не обладает признаками, указывающими на его происхождение за счет пироксена. В этих зернах иногда включен гиперстен, редкие зерна кварца (!), руды и апатита и по краям замечается переход в биотит и обрастание гранатом.

Биотит развит, как указывалось, в связи с гиперстеном, образуя симплектиты или прорастая амфибол, но иногда наблюдался и независимо от них заключенным в плагиоклазе.

Гранат обрастает все темные минералы и образуется иногда вокруг руды, всегда нарастая к плагиоклазу совершенными гранями. Гранат включает кварц, темные минералы и весьма мелкие червеобразные включения то изотропные, то двупреломляющие и принадлежащие частью также кварцу.

Руда в виде неправильных зерен, иногда в довольно значительном количестве, то ассоциирует с темными минералами, то развита независимо среди плагиоклаза.

Апатит обычный (немного) и часто деформирован. Сфен—редкие зерна неправильной формы.

Описанные взаимоотношения темных минералов приводят к образованию породы очень сложной структуры, в особенности если изменениями затронуты все минералы. В идеализированной несколько форме изменения эти сводятся к образованию друзово-зональной структуры, в сложении которой участвуют для гиперстена, начиная от центра—гиперстен, биотит + кварц, амфибол + кварц, гранат; для диопсида—диопсид, амфибол + кварц, гранат; для амфибола—амфибол, гранат; для руды—руда, гранат. Но наиболее часто какие-либо из членов этих оболочек отсутствуют, усложняя понимание этих образований.

Постоянное присутствие кварца и граната в описанных породах, позволяет их называть гранато-кварцевыми габбро-норитами (или норитами); следует, однако, отметить, что значительная часть кварца является здесь постериорным минералом, образовавшимся при трансформации пироксенов в амфибол и биотит (а частью при образовании граната, см. далее).

В амфиболизированных породах из района Ристикенти плагиоклаз сильно скаполитизирован и содержит 90% Ап (обр. № 785). Порода похожа на жильный норит и пересекается жилами гранита (!)

Гранатовые (габбро) амфиболиты (обр. №№ 889, 886 1834, $1823_{1,2}$, $1824_{1,2}$, 1826_{2}, $1827_{2,1}$ 786, А, В.). Название габбро-амфиболитов мною присвоено этой группе пород лишь потому, что амфиболиты этого типа еще сохраняют те или иные признаки первоначальной породы—габбро-норита, наблюдающиеся при исследовании под микроскопом.

Породы эти встречены были на т. Анис и в ее окрестностях, на р. Пече в районе 3-го водопада и у Ристикенти. Геологическая связь чих с габбро-норитами особенно хорошо видна на р. Пече (3-й водопад) где они постепенно переходят друг в друга, или на т. Анис, где они часто располагаются полосами среди габбро-норитов. Кроме того, в амфиболитах здесь появляются полосы лейкократовых пород, иногда переходящие в полевошпатовые жилы и залегающие то согласно, то пересекая их. В амфиболитовых участках при этом здесь наблюдалась скаполитизация (!)

Микроскопически эти амфиболиты очень схожи с габбро-норитами, обнаруживая лишь ясно выраженные черты кристаллического сланца.

П. м. обнаруживается типичная кристаллобластическая структура и часто сильно выраженная сланцеватость, но иногда и при полной

амфиболизации описанная выше структура габбро-норита сохраняется (обр. № 1834).

Минералогический состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, изредка диопсид, гранат и добавочные—руда, сфен, апатит (циркон).

Плагиоклаз состава 36—40% An (11 определений), сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам, и было отмечено один раз антипертитовое прорастание (обр. № 1834).

Амфибол близок таковому из вышеописанных амфиболизированных габбро-норитов и часто обнаруживает прорастание кварцем, свидетельствующее о его возникновении за счет пироксена (см. выше) Биотит почти всегда присутствует в породе, ассоциируя с темными минералами, иногда образуя скопления вместе с кварцем, возникшие. вероятно, также за счет пироксена (гиперстена).

Гранат только в редких образцах отсутствует, обычно же ассоциирует с темными минералами, иногда обрастая их в виде венчика (аналогично габбро-норитам).

Кварц чаще в небольшом количестве.

В одном образце был встречен в небольшом количестве диопсид (обр. № 886) и скаполит (обр. №№ 1827, 1827_2, 1837, 1828). Добавочные минералы — руда иногда изобильная и идиоморфная в кварце апатит, сфен и изредка циркон.

Амфиболиты—бластомилониты (обр. №№ 889, 890 a, b, c). Породы этого типа были встречены на т. Анис слагающими зоны скольжения (shearing zones) и представляют дальнейшее видоизменение описанных габбро-амфиболитов. Простирание и падение этих зон скольжения согласно с простиранием и падением габбро-норитов (145°, падение 50° на ЮЗ; 120°, падение 70° на ЮЗ), но обычно они резко разграничены с последними.

Мегаскопически это типичные полосчатые, мелкозернистые бластомилониты (см. фото, табл. V, фиг. 1).

П. м. видна мелкозернистая гранобластическая структура со слоистой текстурой в перемежающихся слойках темных и светлых минералов (890 a, b, c).

В других же случаях, в несколько более крупнозернистой породе, роговая обманка и кварц сильно вытянуты по сланцеватости породы (обр. № 889).

Минералогический состав тождествен вышеописанным амфиболитам — плагиоклаз 34—40% An (5 определений), амфибол, кварц, гранат, биотит и добавочные—апатит и руда. Амфибол включает мелкие зерна кварца, свидетельствующие о его генезисе за счет пироксена. Гранат переполнен включениями, как и в габбро-норитах. Руда образует слоики, сочетаясь с амфиболом, гранатом и биотитом. Наконец, кварц часто удлинен по сланцеватости, иногда имея отношение длины к своему поперечнику как (7—8) : 1 (обр. № 889).

При таком развитии кварца особенно сильно подчеркивается в породах резкая диференцированность на слоики темных и светлых компонентов.

Жильные нориты и габбро-нориты. Габбро-нориты в дайковом залегании были встречены на вершине Анис-тундры и на р. Пече у III Падуна (обр. №№ 463, 892 к, ц. 1827 а).

Дайка на вершине тундры имеет мощность около 50 м и простирание около 130° при вертикальном падении. Хорошо прослеживается ее северо-восточный контакт, где норит является мелкозернистым и дает апофизы в гнейсовидные габбро-нориты. Юго-западный контакт прослеживается плохо, и здесь гнейсовидные габбро-нориты имеют простирание около 120°, при падении 70° на ЮЗ.

На р. Пече также встречено несколько таких даек с простиранием 120°, падением 70° на ЮВ при простирании пересекаемых пород 120°, падении 70° ЮЗ, т. е. во всех случаях наблюдается секущее залегание. Тут же встречено пересечение дайки габбро-норита жилкой лейкократового диорита (обр. № 1827), имеющего согласное залегание со сланцеватостью габбро-амфиболитов. Такое геологическое взаимоотношение решает вопрос о возрасте этих жильных норитов и заставляет причислить их к тому же магматическому комплексу.

Порода жильного норита имеет массивное сложение, черный цвет и то среднезерниста, то мелкозерниста у контактов.

П. м., благодаря вторичному минералообразованию, первичная структура маскирована, но, вероятно, темные минералы здесь обладали относительным идиоморфизмом к плагиоклазу.

Минеральный состав: гиперстен, диаллаг (оливин?), плагиоклаз, руда и постериорные—амфибол, гранат, руда и биотит.

Гиперстен: $2V(\pm) = 85°$ в центральной части дайки с т. Анис и —76—75° в ее краевой части и—70° в дайке с р. Печи. Столбчатые кристаллы его, повидимому, были идиоморфными. Гиперстен окрашен в бурый цвет ближе неопределимыми пылеобразными включениями, располагающимися то в ядре, то образуя зональную структуру, обычно сильно деформирован и поэтому часто имеет косое погасание, иногда включает оливин (?), прорастает пластинками моноклинного пироксена и переходит на краях в амфибол актинолитового характера, за которым часто следует зона граната, идиоморфного по отношению к плагиоклазу. Иногда с гиперстеном ассоциирует биотит.

Диаллаг в меньшем количестве, чем гиперстен; $n_g : C = 36°, 38°$; также окрашен в бурые цвета или бесцветен и переходит в амфибол.

Оливин—редкие зерна в гиперстене. Повидимому, сюда же надо причислять продукты изменения по оливину, состоящие из аггрегата актинолита с выделениями руды.

Плагиоклаз редко сохраняется и тогда имеет бурый цвет благодаря запыленности и содержит 49% Ап.

В большинстве же плагиоклаз изменяется в гранулированный аггрегат того же состава, но не обладающего уже запыленностью (!), или же в аггрегат соссюритового характера и, наконец, замещается гранатом (и амфиболом). В дайке с р. Печи плагиоклаз содержит 35% An.

Биотит в некоторых случаях образует корону вокруг руды, но кроме того ассоциирует с гиперстеном.

Гранат отчетливо образуется в контакте гиперстена с плагиоклазом, но обнаружен не во всех образцах.

Руда в небольшом количестве.

Краевея часть дайки с т. Анис отличается меньшим содержанием плагиоклаза, т. е. большей основностью.

Кварцевый габбро-диабаз с ортоклазом (обр. № 846). Встречен был на вершине Ангес-вараки на Ното-озере в виде небольшого изолированного выхода. Отношение к амфиболитам неизвестно.

П. м. обнаруживается структура, приближающаяся к офитовой.

Плагиоклаз местами сохранил запыленность и зональность с содержанием 45% An в ядре и 26% An и меньше на краю.

Плагиоклаз включает гранат, часто идиоморфный или неправильной формы, на краю содержит обильные антипертитовые вростки калиевого полевого шпата и еще ближе к периферии вростки округлой формы кварца. Иногда в плагиоклазе включены листочки биотита.

Кварц, кроме того, располагается в мезостазисе.

Темные минералы—диопсид, гиперстен (немного) и амфибол вместе с зернами плагиоклаза образуют аггрегаты, располагающиеся, в общем, между удлиненными пластинками плагиоклаза.

Амфибол часто включает червеобразной кварц.

Здесь же сосредоточиваются биотит, руда и иногда гранат и добавочный апатит.

3. **Диорит-аплиты (лейко-диориты)** (обр. №№ 868, 1802, 1127, 1827_1).

Диорит-аплиты (и лейко-диориты) встречались в виде согласных быстро выклинивающихся жилок, иногда красного цвета (обр. № 1127) в габбро-норите на Анис-тундре или в виде жил, секущих жильный габбро-норит на р. Пече (обр. № 1827) и амфиболизированные пироксениты у устья р. Лоты.

Наконец, сюда же можно отнести пластообразные жилы, прорывающие амфиболиты на Нялкеллиньярк на Ното-озере (обр. № 1802).

Порода обладает паналлотриоморфной структурой и иногда гнейсовидна и содержит, главным образом, плагиоклаз с 32,36% An. Кварц иногда располагается по сланцеватости, будучи вытянут в этом направлении. В одном месте встречена была трещиноватость по

ромбоэдру, свидетельствующая о первоначальной кристаллизации — β-кварца (обр. № 1802).

В некоторых образцах встречаются амфибол, биотит, гранат (обр. № 1827). Добавочные минералы—руда и апатит.

4. **Группа пироксеновых амфиболитов**. Амфиболиты с содержанием пироксена и иногда с гранатом встречены во многих местах (по р. Туломе у Падуна, на р. Улите у Падуна и нижнего порога на р. Пече у III Падуна и, наконец, на Ното-озере у Ристикенти, Райнярк и т. д.). Обычно это или изолированные выходы среди поля амфиболитов или амфиболовых гнейсов, или пластообразные, иногда неправильные тела, расположенные среди тех же пород, часто связанных с ними постепенными переходами.

В некоторых местах наблюдался переход в инъецированные гнейсы и мигматиты.

Наконец, в обнажении по р. Пече пластообразное тело в 1 м мощностью залегает в мезократовых амфиболитах, имея резкую по отношению к ним границу.

При внимательном изучении этой границы видно, что она пересекает сланцеватость амфиболитов, т. е. в данном случае мы имеем дело с интрузивно-несогласным залеганием амфиболита (очень близким к согласному).

Среди собранных образцов различаются; 1) пироксеновые амфиболиты (обр. №№ 844, 865, 890), 2) то же с эпидотом (обр. 777А, В), 3) то же с гранатом (обр. №№ 704 ц. к. 881, 1628, 1831, 1862), 4) пироксеновые амфиболиты с биотитом и микроклином, инъецированные гранитом (обр. 788А, В, 1837—1839, 1952).

Породы эти большей частью меланократовые (до черного цвета) средне- и мелкозернистые с отчетливо выраженной сланцеватостью.

П. м. видна сланцеватость в расположении минералов и всегда кристаллобластическая структура.

Пироксеновые амфиболиты. Состав плагиоклаз (32% An), амфибол ($n_g : C = 17 — 18°$, $n_g = n_m$ — зеленый и оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый), диопсид ($n_g : C = 38°$, бледнозеленый), кварц, биотит и добавочные—апатит, руда, сфен, ортит и иногда скаполит (обр. № 844).

Темные минералы ассоциируют друг с другом, и иногда пироксен и амфибол находятся в параллельном срастании.

Амфибол иногда заключает пойкилитический кварц, руду, апатит и ортит с полихроичными ореолами.

Биотит в некоторых образцах образуется за счет амфибола и по тем слоикам, где происходила инъекция.

Сфен частью образуется вокруг руды и иногда довольно обильный.

Пироксено-эпидотовый амфиболит—в отличие от предыдущего содержит больше диопсида ($n_g : C = 43°$) и плагиоклаз (70% An), замещаемый почти нацело эпидотом.

Пироксено-гранатовые амфиболиты—в отличие от пироксенового амфиболита содержат гранат, обычно являются мелкозернистыми и иногда со структурой, имеющей характер диабластической. Плагиоклаз с содержанием 40% An. Амфибол ($n_g : C = 16°$ $n_g = n_m$ — зеленый до оливково-зеленый $> n_p$ —зеленовато-желтый) переполнен включениями, главным образом кварца. Гранат изредка образует индивидуализированные порфиробласты, чаще же рассеян в виде мелких зерен, тесно переплетающихся с темными минералами. Содержит пойкилитические включения кварца. Такого типа порода весьма похожа на амфиболизированные гранатовые габбро-нориты, описанные выше.

Пироксеновые амфиболиты с биотитом и микроклином обнаружены в ассоциации с инъецирующими их гранитами.

Плагиоклаз этих пород содержит то 34% An, а в лейкократовых жилках 32,30% An и иногда содержит антипертит и тогда еще кислее— 27 и 20% An. В плагиоклазе наблюдается мирмекит.

Микроклин в небольшом количестве и обычно в мезостазисе.

Иногда видно, что образование биотита происходит за счет амфибола.

В некоторых случаях (обр. № 778 В) наблюдалось окварцевание породы с ясным замещением микроклина и плагиоклаза кварцем.

В образцах с р. Улиты (обр. № 1837—1839) биотитизация породы достигает очень значительных размеров. Помимо того, здесь в амфиболите содержится кальцит, выделяется много апатита, сфена и продукты изменения скаполита.

5. **Группа амфиболитов**—наиболее обширная по распространению по всей площади развития комплекса.

Амфиболиты всегда связаны переходами с амфиболовыми гнейсами (лейкократовые разности), в которых залегают в виде широких полос с согласным простиранием (и падением), или же переходят в различного типа мигматиты (автомигматиты).

Амфиболитымикроскопически имеют тот же характер, что и пироксеновые амфиболиты.

Встречены следующие типы: 1) плагиоклазовые амфиболиты и связанные с ними лабрадоровые породы (обр. 879, 1809, 1951, 1953, 776); 2) то же с гранатом (обр. №№ 888, 1814); 3) амфиболиты с биотитом (обр. №№ 775, 466, 845 а, 1801, 1802, 465, 885); 4) то же с биотитом и микроклином (обр. №№ 789, 1955, 861, 1816).

Все эти породы средне- и крупнозернисты, обладают сланцеватой текстурой и кристаллобластической структурой.

Плагиоклазовые амфиболиты или, может быть, частью габбро-амфиболиты встречены на восточном берегу губы Туадаш на Ното-озере в виде изолированного выхода и на северном склоне Вульвараки на р. Лоте.

В первом случае порода состоит из плагиоклаза (44% An) и небольшого количества обыкновенной роговой обманки. Примесь биотита, руды, ортита, апатита и сфена. Структура несколько приближается к габброидной.

Во втором случае амфиболит содержит основной плагиоклаз и по сланцеватости прорван пластовыми жилами лабрадоровой породы (54% An). В последней плагиоклаз сильно изменен и содержится немного амфибола и вторичных эпидота и хлорита. Структура также приближается к габброидной.

Другие амфиболиты являются меланократовыми породами с плагиоклазом то среднего (45% An), то кислого состава (23% An), с амфиболом, обычно приближающимся к обыкновенному и изредка к бледноокрашенному актинолиту (обр. № 1953). Кроме того, содержится немного кварца, биотит, руда и сфен.

Гранатовые амфиболиты. Здесь в одном случае плагиоклаз оказался очень основным (70% An) и гранат-альмандин в вид крупных порфиробласт, проросших пойкилитически кварцем (и эпидотом). Плагиоклаз изменен, и порода окварцована.

В другом случае порода очень близка к гранатовым габбро-норит-амфиболитам. (обр. № 838 с мыса Китового на Ното-озере). Плагиоклаз с 39% An, амфибол обыкновенный, часто проросший пойкилитическим кварцем (иногда только в средней части зерна). Биотит иногда тоже дает сростки с кварцем—симплектито-подобные и окружен венчиком граната. Такие взаимоотношения указывают на бывшее присутствие диопсида и гиперстена. Добавочные руда и апатит.

Биотитовые амфиболиты. Широко распространенная порода, связанная переходами с обычными амфиболитами, с одной стороны, и с амфиболитами с биотитом и микроклином и различными амфиболовыми гнейсами, с другой. Появление этих пород связано с инъекцией кислой магмы. В отличие от обычного амфиболита они содержат плагиоклаз в большем количестве и более кислый по составу—20, 28, 29, 30—40% An. Иногда встречался антипертит с 29% An (обр. № 845а).

Биотит ассоциирует с эпидотом, идиоморфным и содержащим в ядре ортит, и включает сфен и апатит. Кроме того, видна ассоциация его с амфиболом и иногда образование за счет последнего. Цвета полихроизма бурые или зеленовато бурые. Иногда наблюдались биотито-кварцевые симплектиты (обр. №№ 845а, 180).

Амфибол обыкновенный, включает биотит, кварц (иногда бипирамидальной формы!), апатит, руду.

Кварц в вариирующих количествах. Добавочные—руда, ортит, обросший эпидотом и апатит.

В некоторых случаях порода приобретает ячеистое строение с облекающим расположением биотита вокруг светлых минералов или же имеет сильно развитую сланцеватость (обр. № 465).

Биотитовые амфиболиты с микроклином представляют дальнейшую стадию эволюции породы амфиболитового состава под влиянием инъекции.

В отличие от предыдущей группы породы эти содержат часто антипертит, мирмекит и микроклин, последний в мезостазисе.

Амфибол то в значительном количестве, то вытесняется биотитом, образующим тогда прекрасные симплектиты. Плагиоклаз состава олигоклаза.

6. Группа амфиболо-биотитовых гнейсов. Породы этой группы широко распространены и находятся в ассоциации с биотитовыми амфиболитами, будучи связанными с ними переходами. Это дальнейшая стадия образования мигматитов или автомигматитов, при инъекции кислого магматического материала.

Можно выделить следующие типы 1) гнейс биотито-амфиболовый (обр. №№ 1957, 1958, 1960, 843, 867, 862—864, 1813, 1804, 878); 2) то же с микроклином; 3) биотитовый гнейс (обр. №№ 770, 882 1818, 1830, 769).

Главное отличие этой группы пород от предыдущей—это меньшее количество темных минералов и постепенное вытеснение амфибола биотитом. Однако резких границ между обеими группами пород и между отдельными типами внутри группы провести нельзя.

Биотито-амфиболовые гнейсы. Плагиоклаз еще среднего состава 32, 29, 28% An, иногда наблюдается антипертит и пойкилитовое прорастание кварцем, часто в обильном количестве.

Для добавочных минералов отметить следует постоянное присутствие сфена, появление нередко циркона и, наконец, довольно изобильной руды, мезостатически развитой.

В некоторых образцах заметно окварцевание породы, причем плагиоклаз здесь серицитизирован (обр. № 864) и иногда происходит хлоритизация биотита (№ 1958).

Биотитовые гнейсы. В этих породах плагиоклаза еще больше и он кислее—22,24, 26% An. Видно иногда, как плагиоклаз замещает биотит (!). Иногда встречается мирмекит. Присутствует постоянно в небольшом количестве микроклин, развитый в мезостазисе или иногда его заместитель—мусковит.

Биотит почти нацело замещает амфибол, который все же изредка наблюдается среди аггрегата биотита. Развита то сланцеватая, то ячеистая текстура с облеканием биотитом светлых минералов.

7. Группа скаполитовых амфиболитов и гнейсов. Скаполитизированные амфиболиты и гнейсы встречались в постоянной ассоциации с инъекцией гранитного состава. Повидимому это явление довольно широко распространено, так как наблюдалось во многих местах: на т. Анис, р. Пече, р. Улите, на Ното-озере (Валес-ньярк, Нялкелли-ньярк, Ристикенти), на р. Шовне, но вероятно не достигает крупных размеров.

Скаполитизация наблюдалась:

1) В плагиоклазовых амфиболитах без биотита (и иногда с эпидотом) за счет плагиоклаза. Плагиоклаз с 36,39% An (обр. №№ 1530, 1954, 1820).

2) В плагиоклазовых амфиболитах с биотитом и гранатом. В породе иногда можно видеть признаки возникновения ее за счет габбро-норита типа Анис-тундры (обр. № 840).

3) В плагиоклазовом амфиболите с биотитом. Плагиоклаз с 30,37 и 45% An (обр. №№ 865, 865 b, 866, 1833).

В скаполите (обр. № 1833) было определено $n_g - n_p = 0.023$, что соответствует содержанию 43% мариолита (F. Himmelbauer, III, *165*, стр. 115). С другой стороны, скаполит из Nautanen с подобным же двупреломлением содержит 38.5% Ma (Rosenbusch—Mügge, III, *266*, стр. 117).

Отметим здесь, что одно двойное лучепреломление не может служить мерилом для определения содержания в скаполите мариолита, ибо, как указал на это Сундиус, $(n_g - n_p)$ в скаполите изменяется еще сильнее от содержания в нем CO_2 и SO_3. Величина двупреломления в нашем скополите типична для карбонат-скаполитов (N. Sundius, III, *264*, *265*).

4) В биотито-амфиболовых гнейсах. Плагиоклаз с содержанием 36% An (обр. №№ 1819, 1826a, 1827a).

5) В амфиболовых гнейсах-бластомилонитах. Порода образовалась, вероятно, за счет габбро-норита типа Анис-тундры и содержит плагиоклаз с 20 и 25% An, гранат и биотит.

Скаполит механически не деформирован (!). Гранат в порфиробластах (обр. №№ 893, 893a).

6) В биотитовых гнейсах. Плагиоклаз содржит 34% An и в породе немного мусковита (обр. № 783).

Образование скаполита происходит всюду за счет плагиоклаза. Скаполит часто ассоциирует с полосами биотита (+ эпидота). Скаполитизация иногда достигает весьма значительных размеров.

8. Амфиболо-пироксеновый сланец (обр. № 1950). Встречен один раз в районе Ичяур близ Ристикенти.

Содержит амфибол, приближающийся к куммингтониту, немного диопсида, кварца и добавочный апатит.

7. АМФИБОЛИТЫ В ГРАНАТОВЫХ И СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСАХ

Общий обзор.

Среди амфиболитов, приуроченных к гранатовым гнейсам, как указано было выше (см. главу о гранатовых гнейсах), можно различать:

1. Амфиболизированный пироксенит (обр. № 560).
2. Метагаббро иногда с гранатом (обр. №№ 729, 743 1280, 608, 608 п.).
3. Амфиболиты плагиоклазовые (обр. №№ 559, 743, 1386, 919).
   „ пироксеновые (обр. №№ 911, 806).
   „ гранато-пироксеновые (обр. №№ 2028, 1847).
   „ гранатовые (обр. №№ 750, 1694, 922, 6Р8 п).
   „ с микроклином (обр. №№ 734А, 717, 1338).
4. Гнейсы амфиболо-биотито-микроклиновые (обр. №№ 719, 1388, 1693).
   „ „ биотитовые (обр. №№ 1375, 912).
   „ „ биотито-пироксеновые (обр. № 2022).
5. Амфиболовый сланец биотитовый (обр. № 282а).

Отметим некоторые особенности перечисленных пород.

Амфиболизированный пироксенит встречен один раз на м. Клев на Кольском ф. в изолированном выходе в поле гранатовых гнейсов. Возможно, что порода эта содержала раньше базальтического характера амфибол.

Метагаббро—в некоторых случаях сохранилась гипидиоморфнозернистая структура, как, например, из месторождения у г. Соловараки на р. Коле (обр. №№ 608, 608п). Плагиоклаз $\perp$ (010), n_g 37°, n_m 69°, n_p 59°; 2V (+) 88°; 70% An, иногда зонален, имея 80% An в центре и 70% An на краю и изменяется в гранат и пренит (?)

Пироксен—2 V (+) + 61°, $n_g : C = 38°$, бледнозеленый; изменяется в амфибол, проросший с мирмекитоподобным кварцем.

Амфибол—2 V (+) = 62.5°; $n_g : C = 14—15°$; n_g сине-зеленый > n_m бледнооливково-зеленый > n_p бледнозеленовато-желтый. Другой амфибол, не содержащий включений кварца, имеет 2V (+)—69°; $n_g : C = 16°$ и более темные цвета полихроизма. Кроме того, в породе содержится немного биотита и добавочные—сфен, руда и апатит.

В других случаях происходит полная амфиболизация породы (обр. №№ 608п и 1280), или же, может быть, мы имеем дело просто с амфиболовым габбро с основным плагиоклазом (44% An), сохранившим запыленность (№ 743, вероятно, принадлежит к комплексу гиперстеновых диоритов).

Амфиболиты. Плагиоклазовые амфиболиты (плагиоклаз до 44 и 70% An), пироксено-гранатовые амфиболиты, иногда с ромбиче-

ским пироксеном (обр. № 2028), пироксеновые амфиболиты, гранатовые амфиболиты, иногда с биотитом, и, наконец, биотитовые амфиболиты с микроклином, в общем, являются близкими или тождественными таковым же типам из Ното-озерского массива. Главное их отличие—это выраженная резко сланцеватость, частью сопровождающаяся удлиненным развитием роговой обманки по оси С и параллельно сланцеватости. Гранат развит обычно в порфиробластах, а пироксен в очень небольших количествах.

Гнейсы. Также очень схожи с описанными гнейсами из Ното-озерского массива.

В образцах также наблюдаются признаки, указывающие на возникновение амфибола за счет пироксена, биотита—за счет также пироксена или, чаще, за счет амфибола.

В некоторых случаях образуется довольно много эпидота. Сланцеватость у этих пород также яснее выражена, чем у гнейсов из Ното-озерского массива.

Актинолитовый фельз. Встречен один раз в виде пласта на Хлебной пахте на Кольском ф. Состав: актинолит, биотит, карбонат—в значительном количестве, немного плагиоклаза (29% An) и добавочные—сфен и апатит. Структура сланцеватого роговика.

Актинолит—2 V (+)—87.5°; $n_g : C = 16°$; $(n_g - n_p) = 0.022$; $n_g' > n_m$ бледнозеленый $> n_p$ светложелтоватый переходит иногда в совершенно бесцветную роговую обманку—тремолит. Биотит по n_g имеет красно-бурый цвет и, повидимому, образуется за счет амфибола.

8. АМФИБОЛИТЫ В ГИПЕРСТЕНОВЫХ ДИОРИТАХ И ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТАХ

Амфиболиты в гиперстеновых диоритах

В общем тождественны описанным и могут быть разделены на группу амфиболитов и группу амфиболовых гнейсов. Описание этих пород дано в главе V.

Амфиболиты в олигоклазовых гранитах

Общий обзор

Среди изученных типов различаются:

1) Пироксено-амфиболовые породы.
2) Пироксеновые амфиболиты.
3) Плагиоклазовые амфиболиты.
4) Гранатовые амфиболиты.
5) Амфиболиты-мигматиты.

Пироксено-амфиболовые породы. Встречены в двух местах на Кольском ф. (обр. №№ 263, 486). В одном случае приурочены к пачке амфиболитов. Состав: авгит, амфиболы, иногда немного плагиоклаза, кварц и добавочные: кальцит, сфен и апатит и пирит (обр. №№ 263). Пироксен срастается в параллельном положении с роговой обманкой, расположенной в нем неправильными участками. В другом случае амфибол образуется за счет пироксена.

Оптические константы темных минералов:

Таблица 29

	2 V	$n_g : C$	$n_g - n_p$	Полихроизм	№
Пироксен	(‡) + 59.5°	42	—	Бледнозеленые	263
„	(‡) + 55.5°	45°	0.024	„ „	486
Роговая обманка .	(‡) — 79°	18°	0.014	n_g беднозелен. > n_m ол.-зел. < n_p зел.-жел.	486

Пироксеновые амфиболиты иногда обладают массивным сложением и могут быть отнесены к габбро-амфиболитам. К таковым относятся, например, габбро-амфиболиты губы Волоковой на Кольском ф. и образуемые ими эруптивные брекчии (обр. №№ 55, 63, 68).

В большинстве же случаев сланцеваты, как и обычные амфиболиты, образуя пластообразные включения в олигоклазовых гранитах (обр. №№ 12, 43, 36, 46, 1161).

Состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, амфиболы, иногда биотит и кварц и добавочные—руда, апатит и ортит.

В некоторых случаях появляется микроклин (обр. № 68) и турмалин (обр. № 1161), указывая на привнос вещества из гранитной магмы, на что указывает также и образование биотита за счет амфибола.

Иногда в породе присутствуют три типа амфибола: обыкновенная роговая обманка, актинолит и тремолит. Первая, повидимому, не образуется из пироксена, а вторая и третья, обычно проросшие кварцем, образуются за счет пироксена.

При этом такой актинолит бывает иногда окружен еще каймой эпидота, в том случае, если первоначальный пироксен находился в контакте с плагиоклазом.

Плагиоклаз имеет колеблющийся состав, содержа 11, 17, 23, 24, 25, 40 и 42% Ап. Иногда заметна альбитизация.

Амфиболиты плагиоклазовые (обр. №№ 35, 42, 267, 274, 285, 300, 452, 472, 473, 511, 521, 536, 571, 1045, 1132, 1204, 1222).

Почти все без исключения сланцеваты. В одном образце из окрестностей Одинцовки (зап. Мурман.) (обр. №№ 1219) структура

Таблица 27

Оптические константы амфиболов и пироксенов

	(±) 2V	$n_g : C$	$n_g - n_p$	Полихроизм	№
Пироксен	+70.5°	42°	0.023	Бледнозеленый	12
„	+62	38	0.026	„ „	46
Роговая обманка .	—77°	18—20	0.022	n_g зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $>$ $> n_p$ бледнозелено-желтый	55 и 63
„	—54	20	0.023	n_g сине-зеленый $\geqslant n_m$ темнооливково-зеленый $> n_p$ бледнозелено-желтый	12
Паргасит	+83.5	15	0.027	n_g светлозел. $> n_m$, n_p бесцветный	12
Роговая обманка .	—71	—	—	n_g зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $>$ $> n_p$ бледножелтый	43
Актинолит	—75	—	—	бесцветный	43
Роговая обманка .	—64	—	—	n_g зел. $\geqslant n_m$ оливк.-зеленый $\geqslant n_p$ бледно-зелено-желтый	43
Актинолит	—	16	—	n_g блед нозеленый $> n_m$ бесцветный	43
Роговая обманка .	—69.5	19—20	0.021	n_g темнозеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ бледнозелено-желтый	46
Актинолит	—78	17	0.023	n_g бледнозеленый $> n_m$ n_p бесцветный	46

напоминает диабазовую с порфировым плагиоклазом (35% An). Состав амфиболитов—плагиоклаз, амфиболы (см. табл. 28) (кварц), биотит—почти всегда и добавочные—руда, апатит, сфен, циркон и ортит; иногда происходит эпидотизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Часто видно, что биотит образуется по амфиболу.

Плагиоклаз разнообразного состава—более кислый при эпидотизации породы, или с содержанием An—5—10% (обр. № 35), 28% 30—33%, 43%, или нормально-зональный 44—39%, 50—45% и, наконец обратно-зональный 50—55%, 47—60%.

В некоторых образцах замечалось выделение магнетита в мезостазисе.

Гранатовые амфиболиты (обр. № 222). Гранатовый амфиболит был обнаружен один раз в пачке амфиболитов на м. Шар-Новолок на Кольском ф. Плагиоклаз перешел большею частью в эпидот, гранат, изменяется в биотит, который в свою очередь изменяется в хлорит. Порода содержит кварц. Амфиболы обладают следующими оптическими свойствами (см. табл. 29).

Таблица 28

Оптические константы амфиболов

	2V	$n_g : C$	$n_g - n_p$	Полихроизм	№ обр.
Обыкн. рог. обманка . .	—74°	16°	0.02	n_g светлозеленый > n_m светло-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	35
Актиполит	—78	17	0.022	n_g бледно-зеленый > n_m n_p бесцветный	35
Обыкн. рог. обманка . .	—75	20	0.019	n_g темнозеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	42
» »	—75	20	—	n_g сине-зеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	267
» »	—78	17	0.021	n_g темнозеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	274
» »	$\rho > v$	20	0.017	n_g темнозеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	285
» »	—61	18	0.016	n_g сине-зеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p светло-желтый	300
Актинолит	—77	17	0.027	n_g зеленый > n_m бледнозеленый > n_p бледножелтый	452
»	—77	17	0.028	очень бледнозеленый	452
»	—82	16	0.022	n_g бледнозеленый > n_m бледно-оливково-зеленый > n_p бледно-желтый	472
»	—79	18	0.024	n_g голубовато-зеленый > n_m бледнооливково-зеленый > n_p бледно-желтый	473 473
»	—83	18	0.025	бесцветный	511
Обыкн. рог. обманка . .	—74	17	—	n_g зеленый > n_m светлооливково-зеленый > n_p бледножелтый	
»	—70	16	0.020	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > n_p зеленожелтый	536
»	—72	16	0.025	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > n_p зеленожелтый	571
»	—66	17	—	n_g бледно-зеленый > n_m бледно-оливково-зеленый > n_p бесцветный	1204
»	—58	18	0.020	n_g сине-зеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p зелено-желтый	1204
»	—72	19	—	n_g сине-зеленый > n_m темно-оливково-зеленый > n_p зелено-желтый	1222
Актинолит	—78	16	—	n_g бледнозеленый > n_p зелено-желтый	1222
Обыкн. рог. обманка . .	—72	18	0.021	n_g зеленый > n_m оливково-зеленый > n_p бледнозеленый	1219

Таблица 29

2 V (‡)	$n_g : C$	$n_g - n_p$	Полихроизм
—67°	20°	—	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > > n_p зелено-желтый
—58	20	—	n_g сине-зеленый > n_m зеленый > n_p зеленожелтый

Амфиболиты-мигматиты (обр. №№ 614, VIII, 73, 74, 271, 280, 282b, 1240). Сюда мною отнесены амфиболиты с заметным привносом компонентов гранитной магмы. Подробно эти изменения описаны при олигоклазовых гранитах. Плагиоклаз в этих амфиболитах иногда является альбитом, образованным по олигоклазу с выделением эпидота. В большинстве же это олигоклаз с содержанием анортита 20, 23, 30% в ядре и 20% на краю.

В некоторых амфиболитах встречается микроклин, иногда, в значительном количестве: $\perp$ (001) n_g 82°, n_m 9°, n_p 86°; 2 V (‡)—84°.

Амфибол—обыкновенная роговая обманка, заметно замещающаяся биотитом В некоторых образцах процесс замещения идет почти до конца и сопровождается образованием эпидота (см. табл. 30).

Таблица 30

Константы амфибола

2 V (‡)	$n_g : C$	$n_g - n_p$	Полихроизм	№ обр.
—60°	20°	0.018%	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > n_p бледножелтый	73
— 77	19	0.026	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > n_g бледножелтый	74
—60	18	—	n_g темнозеленый > n_m оливково-зеленый > n_p бледножелтый	280
—64	16	0.018	n_g сине-зеленый > n_m оливково-зеленый > n_p бледножелтый	1270

Биотит или бурый или часто зеленый, в особенности образованный по амфиболу.

Кварц почти всегда присутствует.

Из добавочных минералов интересно присутствие значительного количества сфена, появление циркона, ортита и, наконец, магнетита, выделяющегося мезостатически и по трещинам. Почти всюду, кроме того, обнаруживается эпидот.

ГЕНЕЗИС КОМПЛЕКСА ГАББРО-АМФИБОЛИТОВ

9. НОТО-ОЗЕРСКИЙ МАССИВ

Пироксениты, нориты и габбро-амфиболиты

Из описания видно, что среди пород северного Ното-озерского массива сохранили частью первичный облик и минералогический состав лишь очень немногие.

Сюда относятся пироксениты, кварцевые габбро-нориты, жильные габбро-нориты, кварцевый габбро-диабаз и, наконец, диорит-аплиты (или лейко-диориты).

Еще в некоторых амфиболитах (габбро-амфиболитах) можно распознавать исходную породу габбро-норитового состава, но в большинстве мы имеем полностью измененный материал, может быть, частью, процессами автометаморфизма и последующего метаморфизма, а частью при воздействии инъецирующей кислой магмы—гранитов.

Все эти данные служат указанием на магматическую природу пород изучаемого комплекса.

Реставрировать общий ход процессов образования отдельных членов данного комплекса пород представляет очень сложную задачу, так как по условиям обнаженности и характеру исследований было собрано очень немного материала.

Можно предполагать, что пироксениты являлись ранними из более древних формирований кристаллизующейся магмы на основании хотя бы того, что породы эти пересекаются диоритами и что более основные представители пород серии амфиболитов являются заключенными среди мезократовых и лейкократовых разностей той же группы пород.

О порядке кристаллизации в пироксенитах судить трудно, вследствие наложившихся постериорных изменений. Ясно лишь, что серия темных минералов здесь выделилась раньше, чем присутствующий изредка мезостатический плагиоклаз, и что, вероятно, гиперстен представляет более раннее выделение, чем диопсид (включен в последний).

Вопрос о генезизе амфибола очень сложен. С одной стороны, несомненно имеется амфибол уралитового характера, образовавшийся за счет пироксена (иногда со включениями кварца, см. далее) С другой стороны, вышеописанную картину тонкого правильного пластинчатого срастания с пироксеном трудно признать за обычную трансформацию последнего в амфибол (или обратно) (см. микрофото, табл. IV, фиг. 3).

Морфологически срастание это всегда более схоже с распадом твердого раствора (пертиты), для данного сочетания минералов неизвестного и вряд ли возможного. Не вполне удовлетворяясь нижеприведенным объяснением, я предполагаю, что здесь мы имеем дело, скорее всего,

с каким-то особенным характером замещения пироксена амфиболом приводившим к образованию тонких параллельных срастаний описанного типа (?).

При таком толковании весь амфибол пироксенитов является вторичным, образовавшимся частью за счет пироксена (правильные срастания) или за счет пироксена, гиперстена и плагиоклаза (с включениями кварца, см. далее), и наши пироксениты должны быть отнесены к типу вебстеритов.

Амфиболизация пироксенитов в одних случаях происходит вне видимой близости с кислыми породами, в других же случаях—наоборот (Лукинская варака).

Редко встречавшееся изменение гиперстена в серпентин и тальк (Лукинская варака) является последующим гидротермальным процессом небольшого масштаба.

Вопрос о времени появления габбро-норитов решить трудно. Как уже упоминалось, породы эти могут являться сохранившимися останцами изучаемого комплекса или более молодыми фазами интрузий в породы того же комплекса, или даже просто интрузиями более молодого возраста.

Для габбро-норитов отмечаются две формации: гнейсовая и дайковая.

Гнейсовая формация или фация габбро-норитов образовалась при боковом давлении в направлении NE—SW, которое сопутствовало кристаллизацию и истечение магмы и последующую частичную перекристаллизацию породы.

Боковым давлением вызваны сланцеватость—в данном случае частью, первоначально-флюидальное расположение темноцветных компонентов породы (гнейсовая текстура) и, вероятно, последующая грануляция плагиоклаза.

О порядке кристаллизации главнейших минеральных компонентов породы при такой структуре и текстуре судить очень трудно. Однако, если обратиться к дайковой формации габбро-норитов, то в них относительный идиоморфизм пироксенов к плагиоклазу отчетлив и указывает на их более раннее выделение, что, вероятно, можно до известной степени применить и к гнейсовой фации габбро-норитов.

Сопутствующее кристаллизацию истечение магмы и вызвало расположение пироксена в ряды и полоски.

Плагиоклаз кристаллизовался первоначально в крупных индивидах, о чем можно судить по реликтам крупных зерен среди его гранулированной массы. Грануляция произошла в очень раннюю стадию, не сопровождаясь образованием вторичных минералов (?).

Вопрос о том, когда происходила трансформация пироксенов в постериорные—гранат, амфибол и биотит, а также об образовании многоярусных оболочек этих минералов (см. описание), очень сложен.

Образование граната при реакции между плагиоклазом и метасиликатом железа и магния разобрано мною при описании генезиса гранатовых гнейсов и гранатовых фельзов, приуроченных к комплексу гиперстеновых диоритов (гл. II и V).

Обрастание гранатом гиперстена в контакте с плагиоклазом можно приписать именно такому процессу. Однако, гранат образует оболочки, кроме того, вокруг руды, диопсида и амфибола. Очевидно в таком случае, что или эти минералы служили субстратом — центрами для кристаллизации граната из раствора, или же в некоторых случаях такой амфибол мог являться образовавшимся впоследствии за счет какого-либо из пироксенов.

Образование амфибола за счет пироксенов и плагиоклаза, также разобранное далее, происходит по уравнению, написанному Эскола (P. Eskola, III, *123*, 90):

$$4)\ \underset{\text{энстатит}}{MgSiO_3} + \underset{\text{диопсид}}{MgCa(SiO_3)_2} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} = \underset{\text{амфибол}}{Mg_2CaAl_2Si_3O_{12}} . \underset{}{Mg_3Ca(SiO_3)_4} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \qquad (14)$$

и сопровождается выделением кварца, что очень хорошо объясняет описанную картину прорастания кварцем постериорного амфибола. Процесс этот подразумевает взаимодействие между тремя твердыми фазами, но мыслим также и для такого случая, когда на твердые гиперстен и диопсид может воздействовать анортит магматического расплава, при последующем понижении температуры.

Случаи подобного взаимодействия и образования обыкновенной роговой обманки описаны и убедительно доказаны (по реликтам включений) Фишером для габбро-амфиболитов Нейкирхена в Германии (P. Fischer, III, *137*, стр. 310).

Наконец, может быть, возможен и тот случай, когда еще за счет находящихся в расплаве энстатита, диопсида и анортита, также при понижающейся температуре и высоком давлении, будет выделяться непосредственно амфибол типа обыкновенной роговой обманки.

Кроме принципиальной разницы в образовании таких амфиболов — метаморфический процесс в первом случае, автометаморфный во втором случае и, наконец, первичное выделение из расплава в последнем случае, — образующиеся амфиболы могут различаться несколько по составу и тем, что в первом и, может быть, во втором случае (?) амфибол является проросшим кварцем (см. описание), а в последнем освобождающаяся SiO_2 (в случае аналогичной реакции), оставаясь в растворе, может выделиться и позже и во всяком случае не в той форме, как в первых двух случаях. Помимо того, во всех этих случаях процесс подобного рода будет приводить к расходованию анортита и образованию более кислого плагиоклаза.

Вопрос об образовании за счет гиперстена биотита с кварцем иногда в симплектитоподобном срастании разобран мною также для комплекса гиперстеновых диоритов. По Тилли, реакция образования биотита с кварцем протекает между ортоклазом и метасиликатом магния и железа в присутствии воды при низкой температуре и в общем применима и к настоящему случаю. Воздействующий ортоклаз мог принадлежать остаточным растворам той же магмы, о существовании которого можно судить по встреченному антипертиту в амфиболизированном габбро и, наконец, в габбаро-диабазе с Ангес-вараки.

Если принять во внимание упомянутые при рассмотрении образования граната (см. гл. II) указания Холленда (Holland) и Эсколя (P. Eskola, см. также III, *121*, стр. 84) о том, что возникновение граната происходит несколько ранее амфибола (а последнего ранее лабрадора) и что скорее подтверждается и вышеописанными наблюдениями, то можно представить следующий общий ход этих трансформаций: образование граната, затем амфибола и, наконец, биотита. Процесс трансформации пироксенов шел, в таком случае, от периферии к центру (?), образуя в некоторых случаях даже трехчленные оболочки (для гиперстена), но иногда оставляя сохранившимися его „бронированные" реликты.

Трансформация в некоторых случаях амфибола в биотит как будто подтверждает такую относительную последовательность образования этих двух минералов. Чем же следует объяснять отсутствие здесь превращения граната в биотит, обычно наблюдавшееся при щелочном метасоматозе в гранатовых гнейсах,—сказать трудно. Вероятны две возможности: 1) или гранат имеет сильно известковистый состав, или же 2) он возник позже, чем происходил щелочной метасоматоз (!). Не имея данных для решающего суждения в этом отношении и считая возможным и первое предположение, можно высказать еще некоторые представления о времени возникновения всех этих трансформаций.

Если верна высказанная последовательность трансформации, а также и то, что биотит образовался за счет воздействия щелочных растворов той же магмы, то естественным следствием является признание за всей этой серией трансформаций афтометаморфной природы. В таком случае, помимо всего этого, не исключена возможность образования части граната (вокруг диопсида и руды и т. д.), амфибола (без включений кварца) и биотита (независимо от гиперстена, например в плагиоклазе) и путем непосредственного выделения из остаточного магматического расплава. Очевидно, что такого характера процесс должен привести к расходованию анортита плагиоклаза и возможно, что к освобождению SiO_2, т. е. к образованию более кислого плагиоклаза и свободного кварца, что и имеет место в наших габбро-норитах. Такой ход процесса трансформации в общем соответ-

ствует известному принципу серии реакций Боуена (N. Bowen, III, *81*, III, *82*) и указывает на новую (третью помимо указанных Боуеном) возможность возникновения кварца в основных породах (N. Bowen, III, *82*).

Однако для изучаемого случая нет достаточных оснований, чтобы утверждать существование большого масштаба описываемого процесса. Здесь более вероятны изменения автометаморфического характера и последующего метаморфического характера, и может быть только в ограниченной или в меньшей степени происходило появление первичных биотита, амфибола и, может быть, граната. Только в случае более поздней кристаллизации плагиоклаза, чем граната и амфибола, как это указывает для гранатовых лабрадоритов Норвегии Эскола, можно признать этот последний процесс имеющим здесь доминирующее значение (III, *121*, стр. 84).

Из приведенного описания видно также, что габбро-амфиболиты представляют амфиболитовую фацию габбро-норитов (P. Eskola, III, *124*).

Пойкилитическое прорастание в них кварцем биотита, амфибола и граната указывает на бывшее присутствие в габбро-норите диопсида, гиперстена (и более основного плагиоклаза), а также, в общем, и на тождество характера процесса изменения с только что описанным. Если же учесть большое количество указанных пойкилитических срастаний и развивающуюся часто уже настоящую кристаллобластическую структуру, то можно предполагать, что значительная часть процесса должна быть отнесена к перекристаллизации твердой фазы, т. е. на долю, частью, авто-метаморфизма и, бóльшей частью, метаморфизма.

Полная трансформация пироксенов в амфибол приводила к вовлечению в процесс большого количества анортита и к образованию более кислого плагиоклаза с 36—40% An (11 определений), вместо плагиоклаза габбро-норитов с 44—49% An (5 определений).

Из описания можно также видеть, что амфиболиты-бластомилониты Анис-тундры по минералогическому составу совершенно тождественны только что рассмотренным габбро-амфиболитам, вплоть до тождества состава плагиоклаза (35—40% An). Очевидно, при тождестве химико-минералогических превращений здесь играло большую роль диференциальное давление, вызвавшее образование зон бластомилонитов или зон скольжения (shearing zone).

Балк, исследовавший массив анортозитов Adirondack в Сев. Америке, пришел к заключению, что аналогичные shearing zones образовались там еще до конца отвердевания магмы (R. Balk, III, *67*).

Из всего вышеизложенного ясно, что и для описываемых случаев отсутствие катаклаза и изменений основного плагиоклаза в эпидот, амфибола и биотита в хлорит и т. п. указывает на образование этих бла-

стомилонитов при температуре более высокой, чем гидротермальная фаза метаморфизма. Но, кроме того, аналогия этих процессов с автометаморфными процессами в самих габбро-норитах позволяет их отождествлять друг другу и думать, что и бластомилониты наших зон скольжения возникли также еще до окончания магматической жизни описываемого массива (!).

В таком случае образование габбро-норитов, их амфиболизация и образование габбро-амфиболитов и бластомилонитов представляют единую неразрывную цепь событий одного и того же магматического процесса, сопровождавшегося воздействием диференциального давления.

Процесс этот приводил к изменению гнейсо-габбровой фации пород в амфиболитовую фацию.

Жильные габбро-нориты

Первоначально я предполагал, что дайковая формация габбро-норитов не находится в связи с гнейсовой формацией тех же пород; но находка (в 1927 г.) на р. Пече пересечения диорит-аплитом дайки габбро-норита решает этот вопрос в вышепринятом смысле. Возможно еще только то, что дайки габбро-норита на вершине Аристундры не синхроничны с таковыми с р. Печи (?).

Все дайки габбро-норита имеют секущее залегание и простирание на северо-запад при вертикальном или северо-восточном падении. Отсутствие гнейсовидной текстуры в породах указывает на вероятность временного существования разрывов открытого характера, по которым была интрудирована магма. Последующее же прорывание аплит-диоритами с гнейсовидной текстурой, сопровождаемое смещением дайки габбро-норита, указывает на быстро возникающую смену условий, приведшую к восстановлению первоначальных напряжений (согласное направление осланцевания секущего аплита со сланцеватостью более древних габбро-норитов). Эти новые напряжения, однако, не оказали заметного влияния на тела жильных габбро-норитов.

Каково возрастное отношение дайк габбро-норитов к описанным зонам скольжения—этот вопрос является открытым, но более вероятно, что последние древнее.

Также неясна механика возникновения расколов, по которым происходили интрузии жильных габбро-норитов. Расположение перпендикулярно действовавшему до и после разрывов боковому давлению и отсутствие признаков его воздействия на тело дайки заставляет искать причину возникновения разрывов в силах иного характера.

Наиболеее вероятный порядок выделения минералов в жильном габбро-норите следующий: оливин (редко), гиперстен и диаллаг, плагиоклаз.

Автометаморфные изменения:

1) Оливин в аггрегат актинолита с рудой.

2) Распад твердого раствора гиперстена.

3) Образование короны биотита вокруг руды.

4) Изменение гиперстена в контакте с плагиоклазом в гранат, или в амфибол актинолитного характера. Иногда внутри таких оболочек идет замещение гиперстена биотитом, и иногда создается трехчленная оболочка подобно вышеописанной.

5) Замечательна в некоторых образцах (обр. №№ 892 и 1827а) грануляция плагиоклаза без видимых признаков механического воздействия извне (!). Скорее всего, что это своеобразный, очень ранний, процесс перекристаллизации.

Изменения эти схожи с описанными для гнейсовой фации габброноритов, что указывает на одинаковую их природу, как явлений одного магматического цикла. Однако масштаб их в жильной формации значительно меньше.

Только сходство минералогического состава и расположение среди поля габбро-амфиболитов дают основание описанный кварцевый габбро-диабаз с Ангес-вараки причислять к данному комплексу.

Характер структуры породы (и зональность плагиоказа), приближающей ее к диабазам, заставляет предполагать, что в данном случае мы имеем дело с дайкой или же с краевой частью какой-то интрузии (выход изолированный).

Если предположить, что часть граната, идиоморфного и включенного в первично зональный и неизмененный плагиоклаз, является первичной, то нужно допустить и его более ранее образование, чем плагиоклаза (но, повидимому, не раньше формирования основного его ядра).

Такое допущение делают для граната лабрадоритов Эсколя (P. Eskola, III, *121*, стр. 84), а также Балк (R. Balk, III, *66*, стр. 372).

В таком случае образование граната (изменение гиперстена в гранат) и превращение пироксенов в амфибол, совершающееся здесь подобно предыдущему отчасти в раннюю стадию автометаморфизма, влияют, вероятно, на состав выделяющегося плагиоклаза, делая его более кислым (максимальное содержание 45% Ап в ядре).

Точно так же часть выделявшегося здесь кварца несомненно является реакционной (см. выше). Отметить, однако, следует, что кварц мезостазиса обнаруживает развитие спайности по ромбоэдру, указывая на бывшее существование β-модификации кварца и, очевидно, на сравнительно высокую температуру этой стадии кристаллизации породы (575—600°). Присутствие значительного количества биотита указывает также на довольно значительное содержание в породе ортоклаза, частью израсходованного на образование первого и лишь частью вошедшего в каемки антипертита. Такое присутствие калиевого полевого шпата несомненно присуще самому магматическому расплаву и очень

важно для понимания ранее и далее описываемых аутогенных трансформаций в породе.

Лейко-диориты и аплит-диориты

Лейко-диориты и аплит-диориты наблюдались также в небольших интрузиях пластового характера, иногда в виде гистерогенных шлиров, согласных со сланцеватостью габбро-норитов и обычно быстро выклинивающихся по простиранию. Замечательно в них почти полное отсутствие каких-либо минералов, указывающих на присутствие калия в породе (изредка только биотит). Из вышеизложенного ясно также, что образование их относится к концу магматической эволюции.

Амфиболиты, мигматиты и автомигматиты

В отличие от рассмотренных габбро-амфиболитов все другие типы амфиболитов нашего массива, т. е. групп пироксеновых амфиболитов (см. описание), обладают более или менее типичной кристаллобластической структурой и почти полным отсутствием реликтовых признаков, которые позволили бы судить о первичном минералогическом составе и структуре исходной породы.

Быть может только моноклинный пироксен и основной плагиоклаз могли бы считаться за таковые (?).

Полная перекристаллизация пород (почти всегда) и отсутствие „бронированных реликтов" и реакционных кайм не позволяют установить и общий ход процесса трансформации этих пород. Только по редкому появлению амфибола с пойкилитическим кварцем и также граната можно все же предполагать, что процессы превращения в общем и здесь шли согласно вышенамеченной схеме. Отчасти это подтверждается и тем, что амфиболиты с большим количеством пироксена содержат основной плагиоклаз (до 70% An), а с большим содержанием амфибола и граната имеют более кислый плагиоклаз (32—34% An и 40% An).

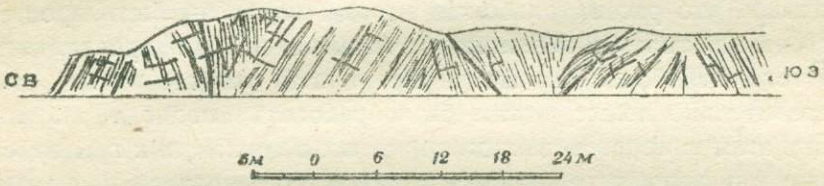
Но более пеструю картину, иногда расходящуюся с этим правилом, дают амфиболиты. Некоторые из них обладают основным плагиоклазом с 54 и 44% An и даже $>70\%$ An (амфиболит гранатовый), другие же содержат более кислый плагиоклаз с 39% An (тоже гранатовый амфиболит) и даже 23% An.

Может быть эти породы с основным плагиоклазом правильнее считать и называть амфиболовым габбро в гнейсовой фации, тем более, что некоторые из них сопровождаются лабрадоровыми фельзами в виде пластовых жил (на Вуль-вараке — см. описание выше), или частью имеют какой-то иной, ближе не ясный генезис. Таким образом, можно с известным вероятием предполагать, что рассматриваемая серия амфиболитов в основном является возникшей за счет пород типа габбро или габбро-норитов.

Рассматриваемого типа амфиболиты, повидимому, почти всегда встречаются в ассоциации с породами более лейкократового и кислого характера, а именно амфиболовыми, амфиболо-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, и, наконец, с гранитами и иногда связаны с ними переходными породами типа амфиболитов, содержащих биотит и изредка даже микроклин. Такие взаимоотношения, прежде, всего указывают на то, что причина полной перекристаллизации и трансформации пород очевидно кроется в воздействии магмы более кислого состава и более молодой по возрасту, чем рассматриваемые амфиболиты.

Вопрос о генезисе этих более кислых пород является не всегда ясным и, вероятно, не может разрешаться однозначно.

С одной стороны, несомненно, комплекс амфиболитов инъецируется нормальными гранитами с образованием артеритов и смешанных пород—мигматитов, как это уже было отмечено давно Таннером для южной части рассматриваемого массива, где маршрутные исследования установили довольно значительные массы более молодых гранитов. Помимо того, гранитные инъецирующие массы и мигматиты отмечались мною на р. Лоте, на Ното-озере у Ристикенти и в других местах, на р. Туломе у Падуна (см. фиг. 3), на р. Шовне, на р. Улите, на Ич-озере и т. д.



Фиг. 3. Инъекция амфиболитов (заштрихованное) гранитами (светлое). Река Тулома близ Падуна, правый берег.

Подобного типа инъекция порождает образование типичных артеритов и мигматитов и сопровождается рядом обычных минералогических трансформаций, приводящих породу к обогащению плагиоклазом более кислого состава, иногда явно замещающим темноцветные компоненты, как биотит, и к образованию за счет амфибола биотита, иногда в виде биотито-кварцевого симплектита и эпидота и, наконец, в некоторых случаях к образованию микроклина в антипертите или в свободных зернах.

Фельдшпатизация такого типа является хорошо известным и обычным процессом при инъекции. Отметить здесь только следует, что этот процесс представляет не простое прибавление плагиоклаза в породе, но и вытеснение и замещение им же темноцветных компонентов (что наблюдалось в отношении биотита).

Трансформация амфибола в биотит + эпидот является давно известным процессом и подробно разобрана мною далее при олигоклазовых гранитах (см. главу VI).

Образование микроклина происходит или в случае полной (почти) трансформации амфибола (или пироксена), или же в более редких случаях и в их присутствии, но очевидно тогда в отсутствии воды, или же при температуре, превышающей устойчивость биотита.

Образующиеся при этих условиях мигматиты или гнейсы обладают составом биотито-роговообманковых и биотитовых гнейсов, иногда содержащих микроклин (в обоих случаях).

Однако, может быть, неправильно все биотито-роговообманковые гнейсы считать образававшимися при участи инъекции более молодых гранитов.

Среди таких пород есть лейкократовые разности, содержащие плагиоклаз среднего состава (28—32% An) и очень незначительное количество биотита, которые можно рассматривать как более кислые диференциаты той же магмы.

Если вспомнить, что и в габбро-норитах гнейсовой и жильной фации и, наконец, в кварцевых габбро-норитах появлется биотит и даже ортоклаз вне всякой видимой связи с инъекцией гранитов, а также и то, что наблюдались и кислые диференциаты той же магмы в виде лейко-диоритов и диоритов (плагиоклаз 30—32% An), то станет очевидным, что рассматриваемые породы могли бы быть просто промежуточными типами, возникшими также путем диференциации. Помимо того, эти более кислые диференциаты той же магмы, отвердевая значительно позже, могли бы образовать, подобно кислым диференциатам гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов, морфологически мигматитоподобные породы, но генетически являющиеся автомигматитами (см. гл. V и VI). Те же кислые диференциаты своим воздействием на уже полусформировавшиеся более основные породы могли производить изменение их в амфиболитовую фацию.

Только детальное исследование могло бы расчленить подобного порядка явление от алломигматитов и оценить количественно те и другие для изучаемого массива.

Скаполитовые амфиболиты и гнейсы

Явление скаполитизации амфиболитов, амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов обнаруживалось почти всегда в связи с видимыми внедрениями более молодой гранитной магмы и, повидимому, обязано воздействию эманаций из последней (см. описание).

Скаполит совершенно отчетливо образуется за счет плагиоклаза, поедая его, и сопровождается почти всегда образованием биотита (за исключением некоторых амфиболитов). Однако в этих породах

не обнаружено ортоклаза, и только один раз был встречен мусковит. Если присоединить сюда то, что образование биотита сопровождается появлением эпидота, или происходит иногда изменение плагиоклаза в эпидот, то становится очевидным, что происходящие при сравнительно низкой температуре процессы скаполитизации завершались еще более низкотемпературными процессами замещения плагиоклаза эпидотом.

Скаполитизация в основных породах путем воздействия на них летучих эманаций из кислой магмы известна уже давно (см. сводку у W. Eitel, III, *115*, стр. 1 и там же другие литературные указания).

Из новейших работ интересна скаполитизация амфиболитов Тессина в контакте с пегматитами, описанная Суцуки (Suzuki, III, *268*, стр. 133) и особенно важно новое представление Гейера (P. Geijer, III, *143*, стр. 127) о скаполитизации в области Кируна в Швеции. Скаполитизация основных пород месторождения железных руд Кируна, возникшая, по Сундиусу (N. Sindius), при автопневматолизе, на самом деле вызывается воздействием более молодых микроклиновых гранитов (Linagranit), т. е. летучими компонентами, их сопровождавшими.

Наконец, в только что вышедшей работе о скаполите из пегматитов Карелии С. М. Курбатов устанавливает, что замещение плагиоклаза (30% An) скаполитом происходило несколько позже образования серицита и до образования вторичных—альбита, кальцита и цоизита, т. е. относится или к концу фазы G, или же к началу фазы H, т. е. около 400°, тогда как последние образовались во второй половине гидротермальной фазы H, т. е. около 350—250° (по Ферсману, III, *306*, стр. 241 и III, *50*). Последовательность минералообразования в нашем случае указывает на сходство с этими условиями, исключая предшествующее образование серицита.

Весьма возможно, что появление скаполитизации в изучаемом случае могло бы играть роль вспомогательного указания для отличия образующихся алломигматитов (воздействие гранитной магмы) от автомигматитов (путем дифференциации). Как видно из всего выше приведенного, во многих случаях те и другие образования по своему характеру могут быть очень схожими,

Изредка в результате воздействия гранитов возникают в амфиболите скопления апатита и сфена (р. Улита).

10. АМФИБОЛИТЫ ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из описания амфиболитов, приуроченных к гранатовым гнейсам, следует, что часть их образовалась за счет пород, близких к комплексу Ното-озерских габбро-амфиболитов, а часть за счет дериватов комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов и, наконец, часть из пород, вероятно, седиментогенного характера.

То же можно сказать об амфиболитах, приуроченных к комплексу гиперстновых гнейсо-диоритов и олигоклазовых диоритов (гранитов).

Минералогический состав этих амфиболитов, а также наблюдавшиеся реликты старых минеральных фаз указывают на то, что процес трансформации первоначальных пород совершался в общем аналогично только что описанному.

Особенностью условий перекристаллизации в гранатовых гнейсах является интенсивное диференциальное давление, приводившее к образованию резко выраженной сланцеватости. Но и здесь перекристаллизация не обходилась без воздействия инъецирующей кислой магмы, в особенности при образовании амфиболитов за счет седиментогенного материала.

Амфиболиты в гиперстеновых гнейсо-диоритах возникли за счет пород той же магмы, частью под влиянием позднейшей инъекции нормальных гранитов (или кислых диференциатов той же магмы).

Наконец, амфиболиты в олигоклазовых гранитах являются частью включениями более древних пород, или же, подобно комплексу габбро-амфиболитов и гиперстеновых гнейсо-диоритов, основными диференциатами той же магмы, и также в обоих случаях подвергшимися тем же изменениям под влиянием кислой магмы (см. гл. VI).

Глава V

КОМПЛЕКС ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСО-ДИОРИТОВ И ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ С ПОДЧИНЕННЫМИ ИМ ЖЕЛЕЗНЫМИ РУДАМИ[1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

В трудах предшествовавших исследователей прямых указаний на развитие пироксеновых диоритов в исследованном мною районе не имеется. Но с этими породами сталкивались Миддендорф (A. Middendorf), Рабо (Ch. Rabot) и Рамсей (W. Ramsay), называя их просто „гнейсами" — Миддендорф для Оленьей т. в районе Пулозера (III, *3*), „гранулитами" — Рабо и Велен (Ch. Velain) для района между Мурдозером и Пулозером (II, *16*), или, наконец, „слюдяными гнейсами" — Рамсей для Лукинской и Караульной варак на р. Туломе (II, *13*). Только Мельников, изучая под микроскопом валуны из района г. Колы и р. Колы, находил среди них породы, содержащие диопсид и гиперстен, и называл их „авгит-диоритами" (II, *20*).

Мне при моих исследованиях пришлось впервые столкнуться с породами этой группы в 1917 г. и в 1924 г., но только в 1926 и 1927 гг. был собран такой материал по их распространению и такие данные, которые позволяют теперь говорить об их магматической природе (частично).

ГЕОЛОГИЯ

2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Под наименованием комплекса пироксеновых гнейсо-диоритов—пироксеновых гнейсов мною выделена обширная группа пород с весьма разнообразным минералогическим составом, но геологически и генетически представляющая, вероятно, одно целое.

Сюда отнесен, с одной стороны, ряд основных пород — перидотиты, пироксениты, нориты, габбро-нориты, горнблендиты и амфиболовое габбро и весьма распространенная и разнообразная по составу группа пикросеновых диоритов и кварцевых диоритов и их аплитов, пегматитов и кварцевые жилы и, с другой стороны их боковые ветви, или видоизменения, группа чарнокитов-мангеритов, пироксено-магнети-

[1] См. также гл. XV, §§ 3 и 4.

товых, пироксеновых и гранатовых сланцев, сланцеватых фельзов, амфиболитов, амфиболо-биотитовых и биотитовых гнейсов.

Только в редких случаях породы этой группы имеют структуру нормальной магматической породы, в подавляющем же большинстве их структура приближается к гранулитовой с распределением минералов полосами, отчего возникает гнейсовидный облик породы. Исследование, однако, показало, что при такой структуре минералогический состав породы часто не несет следов вторичной перекристаллизации, или такая перекристаллизация происходила лишь в период формирования магматической породы, откуда следует, что минералогический состав и гранулитоподобная структура этих пород являются первичными. Такие породы называются мною гнейсо-диоритами, гнейсо-норитами и т. д.

С другой стороны, имеются многочисленные представители тождественного минералогического состава, но обладающие резко выраженной сланцеватостью. Такие породы называются мною пироксеновыми гнейсами или, иногда, диорито-гнейсами, вследствие того, что они образовались частью, вероятно, при перекристаллизации соответственных магматических пород после их кристаллизации. Однако, как уже указывалось в главе II, допустимо, что значительная часть таких пироксеновых гнейсов могла произойти и за счет седиментогенных пород, наподобие пироксеновых роговиков в контактовых ареалах (V. Coldschmidt).

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОМПЛЕКСА

Маршрутный характер моих исследований позволяет нарисовать лишь общую и очень приближенную схему геологического строения области развития данного комплекса пород.

Из описания обнажений и на прилагаемой геологической карте видно, что поля развития комплекса—пироксеновых гнейсо-диоритов, как самостоятельного, так и в сопровождении олигоклазовых гранитов (грано-диориты и кварцевые диориты), являются, в большинстве, расположенными и замкнутыми среди гранатовых гнейсов. Правда, следует отметить, что сравнительно небольшое количество фактического материала по распространению этого комплекса пород, добытого редкими маршрутами, позволило местами лишь очень приближенно намечать границу их распространения, широко пользуясь интерполяцией и даже экстраполяцией.

В некоторых случаях такие поля сложены целиком породами данного комплекса, в других же случаях часть их сложена олигоклазовыми или даже иногда микроклиновыми гранитами, являющимися вероятно, более молодыми образованиями. Впрочем, олигоклазовые

граниты в значительной части являются генетически и геологически вероятно, связанными с изучаемым комплексом пород. Прибегая к широкой интерполяции, среди таких полей мною выделено на карте и распространение пироксеновых пород (диоритов и других).

Не вдаваясь в дальнейшие детали допущенных условностей, отметим, что на карте не изображены многочисленные мелкие тела, сложенные, главным образом, пироксеновыми гнейсами и обнаруженные среди гранатовых гнейсов [например, в южной части Кольского ф. (т. Горелая), на р. Коле и в нижнем течении р. Туломы и т. д.] и что, наверное, более детальные исследования обнаружат присутствие таких пород и на северо-запад от Кольского ф. и р. Туломы, где мною обнаружено было только два их месторождения (это магнетито-гранатовое габбро и сланцы на вараке Железной в районе Коддяур и гиперстено-гранатовые сланцы на т. Агис-уайвш и в районе Урт-озера, представляющие одно из видоизменений пород этого комплекса).

Наконец, небольшие участки их развития обнаружены были заключенными среди поля более молодых олигоклазовых и микроклиновых гранитов—в районе г. Средней и у Сеть-наволока на Кольском ф.

Основной чертой строения оконтуренных массивов пород этого комплекса является их удлиненность в направлении простирания свиты гранатовых гнейсов, т. е. удлинение в северо-западном направлении. В некоторых случаях замыкание на концах этих массивов проведено гипотетически на основании только того, что параллельные пересекающие маршруты не обнаруживали развития этих пород (например, окончание массива на СЗ от р. Туломы), в других же случаях, в действительности можно было наблюдать, как породы комплекса гранатовых гнейсов огибают поле развития пироксеновых диоритов или гнейсов (например, на т. Сыдрандыч и Сыдрандыч-пялгынч, на т. Волшпахк и других местах на восток от ст. Тайбола), оконтуривая и замыкая, таким образом интрузивное тело, по своей форме приближающееся к форме растянутого эллипса. В других случаях (например, в районе тундр Слуданюнь, Вехпахк, Пустьнюнь и группы Чиптык—Нитянапакынч и т. д.) оконтуриваемая гранатовыми гнейсами форма, повидимому, гораздо более сложная, но маршрутные исследования являются недостаточными для ее выяснения, и на прилагаемой карте границы могли быть проведены лишь со значительными схематизирующими упрощениями.

Другой также весьма важной чертой этого комплекса пород является постоянно наблюдаемая в них полосатость или сопровождающая ее слоистость в расположении минеральных компонентов, часто переходящая в резко выраженную гнейсовую текстуру. Последнее свойство особенно резко проявляется в телах малого размера и в пластообразных залежах пород данного комплекса, а также, повидимому, приурочивается к краевым частям распространения больших масс

пироксеновых диоритов, образуя во многих случаях настоящие пироксеновые гнейсы, часто богатые биотитом.

Есть некоторое основание считать, что полосатость пироксеновых диоритов и сопровождающая ее сланцеватость породы являются частью первичным явлением (см. далее о генезисе комплекса).

Кроме того, следует отметить, что резко выраженная гнейсовидность сложения, повидимому, всегда совпадает с направлением этой первичной полосатости и сопровождающей ее сланцеватости.

Если учитывать эти элементы частью первичной тектоники (протектоники) интрузивных масс пироксеновых диоритов, то наблюдения, хотя и редкие, позволяют думать, что в большинстве эта полосатость является согласной с контурами массива и с залеганием заключающих их гранатовых гнейсов. Резкое несогласие мною наблюдалось только для жильных форм диорита и для интрузии перидотита-пироксенита, рвущей гранатовые гнейсы на т. Грудин.[1]

Обычно же простирание и падение пород этого комплекса являются (грубо) совпадающими с таковыми же близлежащих гранатовых гнейсов и выражаются в большинстве в больших углах падения и лишь изредка в пологом залегании (10—30°), как, например, на т. Сойтмаск между рр. Туломой и Колой. Падение боковых окружающих пород (гранатовых гнейсов) в некоторых случаях оказывалось направленным в разные стороны от массива (т. Лейбпахк на восток от ст. Пулозеро) или же в одну и ту же сторону от массива и под массив (т. Кукиспахк, Энкедьгвыдынчь и т. д.—на восток от ст. Пулозеро).

Учитывая подобный характер залегания масс комплекса пироксеновых диоритов, а также и то, что гнейсовидная текстура их является частью первичной, можно предполагать, что в системе форм интрузивных тел, разработанной трудами Гейера (P. Geijer, III,*144*) и Клооса (H. Cloos, III, *107*), наши интрузивные тела занимают следующее положение.

Интуризивные массы комплекса пироксеновых диоритов являются синтектоничными (syntectonic) со складчатостью постсвионийского—саамского периода (см. далее) и являются, вероятно, частью антиклиналбатолитами (Гейер) и пластовыми интрузиями, а частью ближе неопределимыми по характеру исследований „ареал-плутономи" (plutonische Areale—H. Cloos). Относительные размеры этих интрузивных масс достигают всех трех величин—первой, второй и третьей.

Слагающие наши массивы породы должны быть отнесены к гнейсо-диоритовой и диорито-гнейсовой фации. Массивы имеют в боль-

[1] В 1932 г. исследованиями М. Д. Вагановой в районе ст. Шонгуй установлены небольшие массивы этих пород с несогласным интрузивным залеганием в слюдяных гнейсах. Прорывание диоритом слюдяных гнейсов найдено также Д. В. Шифриным на горе Кирова у Монче-губы.

шинстве несамостоятельную внутреннюю тектонику, чаще гармонирующую с внешней тектоникой, что выражается в конкордантности с окружающими породами (в основных чертах) и в конформности внутренней тектоники к линиям контакта и, наконец, обладают направлением растяжения параллельно наибольшей оси массивов.

Редко наблюдались мною случаи резкой дискордантности, для интрузий также несомненно синтектоничных и малого размера — это секущие жилки жильного диорита на т. Чокуайвиш в районе оз. Гремяхи (и иногда пегматитов) и неправильной формы секущая интрузия перидотитов на т. Грудин.[1] Первая из них относится, несомненно, к концу тектонической фазы, так как жилки секут гнейсо-диориты, хронологическое же положение последней ближе не определимо. Может быть это просто апофиз больших интрузивных масс этого района (моренный покров позволил наблюдать только небольшую северо-западную часть этого тела).

4. ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА

Возраст интрузий комплекса пироксеновых диоритов не является вполне ясным. Они прорывают, т. е. являются несомненно моложе комплекса пород слюдяных и гранатовых гнейсов.

Однако отношение их к комплексу габбро-амфиболитов района Ното-озера не известно. Если считать, что описанные выше кварц- и гранатсодержащие гиперстеновые габбро-нориты Анис-тундры относятся к этой же группе пород, то комплекс габбро-амфиболитов является более древним или им одновременным (см. гл. IV).

Наконец, комплекс пироксеновых диоритов древнее, чем олигоклазовые граниты (грано-диоритов), о чем можно заключить по наблюдавшейся инъекции последних в пироксеновые диориты на р. Туломе близ Мурмаша и в других местах. Но, может быть, эти олигоклазовые граниты являются с ними генетически связанными. Точно так же интрузии микроклиновых гранитов и их пегматитов часто рассекают эти породы.[1]

Такое возрастное положение рассматриваемого комплекса пород позволяет предположительно считать его относящимся вместе с комплексом габбро-амфиболитов и олигоклазовых гранитов к постсвионийскому времени (Sederholm, III, *249*, *244*, *245*, *246*), названному мною саамским диастрофизмом (см. далее гл. VI, XIV).

Может быть, кроме того, их интрузия произошла одновременно или после интрузии комплекса габбро-амфиболитов, но раньше олигоклазовых гранитов.

---

[1] См. примечание на стр. 176.

[1] Подобное же отношение к олигоклазовым или микроклиновым гранитам наблюдал Д. В. Шиффрин в районе горы Кирова у Монче-губы в 1932 г.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА

5. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрографический состав комплекса пироксеновых гнейсо-диоритов сложен и весьма разнообразен. Среди изученных пород намечаются по минералогическому составу следующие группы:

I. Группа перидотитов и пироксенитов.
II. Группа гнейсо-норитов, габбро-норитов и габбро (и гнейсы).
III. Горнблендиты (пироксеновые).
IV. Амфиболо-пироксеновое габбро (частью габбро-амфиболиты).
V. Группа гнейсо-диоритов и гнейсов весьма разнообразного состава (пироксеновые, амфиболовые, гранатовые).
VI. Группа биотитовых гнейсо-диоритов и кварцевых диоритов.
VII. Андезиниты.
VIII. Пегматиты, аплиты и силекситы.
IX. Монцониты—мангериты—чарнокиты.
X. Амфиболиты.
XI. Амфиболовые и биотитовые гнейсы (мигматиты).
XII. Группа сланцев пироксеновых, гранатовых и магнетитовых.

6. ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ I

Генетическая связь представителей этой группы пород с пироксеновыми диоритами определяется как их геологическими взаимоотношениями, так и минералогическим составом.

Геологически перидотиты и пироксениты залегают иногда непосредственно в пироксеновых диоритах и прорываются последними или их пегматитами.

Сюда же мною причислены два месторождения пироксенита и перидотита, расположенные в гранатовых и слюдяных гнейсах, но прорываемых олигоклазовыми пегматитами—несколько более молодыми образованиями, чем пироксеновые диориты, как увидим далее.

Наконец, постоянное присутствие ромбического пироксена—гиперстена сближает представителей этой группы пород с гиперстеновыми диоритами и по минералогическому составу.

Маршрутный характер исследований и плохая обнаженность позволили обнаружить лишь немногочисленные месторождения основных пород. Несомненно, однако, что детальные исследования увеличат число их месторождений.

Породы этой группы обладают темным до зеленовато-черного цветом, среднезернисты или крупнозернисты, с массивным сложением, или, иногда, с отчетливой сланцеватостью. Наиболее основные представители принадлежат к группе перидотитов и наблюдались в трех местах, сопровождаясь пироксенитами и, иногда, даже диоритами.

В местонахождении на мысе Белокаменном на Кольском ф. перидотит развит среди амфиболитов и образует вместе с ними изолированный выход.

Перидотит этот содержит оливин, гиперстен, бледнозеленый амфибол и шпинель-плеонаст. Постериорными минералами являются—серпентин, часть амфибола, актинолитового характера, руда и карбонат—по трещинам (обр. № 458).

Оливин имеет 2V (+)—81°, в значительной части перешел в серпентин листоватого характера, с образованием обычной петлеобразной структуры, или же на плоскостях осланцевания породы переходит в бледнозеленый амфибол актинолитового характера. Вместе с этим по трещинам выделяется руда. Мысленно реставрируя структуру, можно видеть, что оливин был развит в породе в виде крупных неправильных зерен, замещенных теперь вторичными минералами. Включает часто ксеноморфную зеленую шпинель-плеонаст.

Гиперстен: 2V (±)—76°; n_g —бесцветный $< n_m = n_p$ беднорозовый, также развит в крупных неправильных зернах, а по трещинам переходит в бледнозеленый амфибол актинолитового характера и включает ксеноморфную шпинель.

Амфибол: 2V (+)—84.5°; $n_g : C = 16°$; $n_g = n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бесцветный, частью развит в крупных зернах, имеющих в ядрах выделения пылеобразной руды, часто вместе со шпинелью. Часть амфибола несомненно образовалась за счет оливина и гиперстена и, иногда, находится с последним в параллельном срастании, но большие зерна с пылеобразными выделениями руды, может быть, являются образованными за счет первичного амфибола пирогенного генезиса.

Темнозеленая шпинель в значительном количестве в неправильных зернах рассеяна по всей породе, часто ассоциируя с рудой.

Если предположение об образовании части бледнозеленого амфибола за счет первичного амфибола является верным, то описываемый перидотит принадлежит к разности, называемой вальбеллитом (Schäfer).

В связи с вальбеллитом находится сильно амфиболизированный пироксенит, не содержащий оливина, но с небольшой примесью бледножелтого биотита (обр. № 570). Если часть вторичной роговой обманки произошла также за счет первичного амфибола, то порода эта может быть отнесена к амфиболизированным ариежитам (Lacroix).

Перидотиты заключены, повидимому, в пироксеновые амфиболиты, частью сланцеватые. В одном образце (№ 569) амфиболиты обладают кристаллобластической структурой; плагиоклаз оказался содержащим от 44 до 47% An от центра к краю (обратная зональность). Амфибол обыкновенный—2V (+)—70°, $n_g : C = 17°$; n_g — зеленый $\geq n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.020$. Диопсид—2V (+) + +59.5°, $n_g : C = 38°$, $n_g - n_p = 0.024$. В другом образце (№ 456)—плагио-

клаз с нормальной зональностью с содержанием до 35% An в центре и до 23% An на краю (30—35% An, 23—28% An). Амфибол обыкновенный с содержанием главкофана—2V (+)—60.5°; $n_g : C = 17°$; n_g — синезеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g + n_p = 0.017$. Диопсид—2 V (+) + 64.6°; $n_g : C = 39°$; $n_g - n_p = 0.023$; бледно-зеленый и слабо полихроичный.

Оба типа амфиболита содержат сфен и руду, и последний—немного кварца. Амфиболиты пересекаются жилой олигоклазового пегматита (обр. № 457), но взаимоотношение их к перидотиту и к ариежиту не вполне ясное.

В другом местонахождении небольшая интрузия перидотитов в виде неправильного ветвистого тела прорывает гранатовые гнейсы на северной оконечности т. Грудин между рр. Тулома и Кола. При плохой обнаженности здесь можно восстановить только такую геологическую картину: в северо-западном ответвлении интрузии развиты лерцолиты (обр. № 950), а в юго-западной части верлиты (обр. № 949а), переходящие, через оливиновые-гиперстениты (949b), в грубозернистые гиперстениты (обр. № 949 и 951а) и диопсидиты (обр. № 951). Переход совершается по направлению на юго-восток (в теле интрузии). Юго-восточная часть интрузивного тела сложена лейкократовыми диоритами (951а[2] и 950b). Однако четвертичный нанос не позволил определить взаимоотношение между ними и основными породами. Лишь появление биотита в выходах основных пород, ближе расположенных к диоритам, указывает на контактовое воздействие последних.

Лерцолит (обр. № 950) среднезернист, с паналлотриоморфной структурой и неравномерным распределением в породе оливина. Содержит оливин, гиперстен, диопсид и немного амфибола.

Оливин ксеноморфен и то в крупных зернах, то заключен в гиперстен. В последнем случае оливин имеет округлые контуры, как бы резорбированного кристалла и по трещинам переходит в серпентин.

Гиперстен (2 V близок к—90°) беднорозового цвета, с пластинчатыми тонкими вростками моноклинного пироксена (косое погасание около 35—40°), включает корродированный оливин.

Диопсид в небольшом количестве: $n_g : C = 45°$.

Амфибол—бледнозеленый и, повидимому, первичный; количество очень небольшое.

Постериорные минералы: немного серпентина по трещинам оливина, руда по трещинам, главным образом, оливина и гиперстена и карбонат.

Верлит (обр. № 949а) в отличие от лерцолита не содержит ромбического пироксена и содержит меньше оливина. Оливин то в крупных зернах, то в мелких корродированных и заключенных в диопсид.

Бледнозеленая роговая обманка, в виде неправильных участков с одновременным затемнением, прорастает часто диопсид.

Оливиновый гиперстенит (обр. № 949b) крупнозернист и состоит, главным образом, из гиперстена (2 V близок к—90°) с небольшой примесью оливина, диопсида, бледнозеленого амфибола и редкого биотита.

Гиперстенит (обр. № 949) состоит из крупных зерен гиперстена, имеющих 8—10 см в длину. Под микроскопом видно, что гиперстен пророс моноклинным пироксеном, переходящим в бледнозеленый амфибол, срастающийся параллельно (homoaxiale). Изредка, кроме того, здесь встречается и биотит.

Диопсидит (обр. № 951) среднезернист и с паналлотриоморфной структурой. Состоит, главным образом, из диопсида с примесью небольшой гиперстена и бледнозеленого амфибола. Руда в небольшом количестве в зернах неправильной формы и по трещинам.

Лейкократовые диориты (обр. №№ 951a и 951b) крупнозернисты, имеют гипидиоморфнозернистую структуру, сильно нарушаемую катаклазом, и состоят из плагиоклаза с содержанием 38% An, небольшого количества кварца и биотита с полихроизмом в бурых тонах. Биотит иногда образует симплектиты с кварцем. Добавочный циркон с округлыми контурами.

В третьем месторождении на северовосточном склоне той же т. Грудин лерцолиты (обр. № 964) образуют две пластообразные залежи (линзы), мощностью до 4 м каждая, заключенные в гиперстеновые диорито-гнейсы (обр. № 967). Лерцолиты переходят в пироксениты типа ариежита (964) и в плагиоклазовые диопсидиты (966), которые в свою очередь иногда связаны постепенным переходом с гиперстеновыми диорито-гнейсами. Помимо того, основные породы частью сопровождаются гранатовыми породами в пластовом залегании (гранатовые амфиболиты по полевому определению).

Лерцолиты и пироксениты прорываются здесь гиперстено-биотитовыми диоритами (обр. № 961) и пегматоидами гиперстеновых диоритов (обр. № 962). Пегматиты эти иногда содержат гранат, крупные выделения пироксена и магнетита. Последний располагается иногда по слоистости инъецируемой породы. Гранат встречается и в секущих кварцевых жилах.

Лерцолит (обр. № 964) этот в отличие от ранее описанного, помимо оливина, гиперстена (2 V (±)—73°) и диопсида, содержит бледнозеленый первичный амфибол (2 V (±) — 88°; $n_g : C = 18°$), включающий сетчатые скелеты руды и довольно много зеленой шпинели — плеоната, ассоциирующей с магнетитом и большей частью развитой мезостатически.

Ассоциирующий с лерцолитом а р и е ж и т (964а) не содержит оливина и шпинели. Гиперстен богаче железом — 2 V(‡)—63°; диопсид 2 V (‡) + 50°; $n_g : C = 43°$.

И, наконец, п л а г и о к л а з о в ы й п и р о к с е н и т (обр. № 966) содержит только диопсид с небольшой примесью основного плагиоклаза, заключенного в мезостазисе, и амфибола, прорастающего диопсид.

Пироксениты были встречены и в независимом развитии от пород, содержащих оливин.

Сюда принадлежит пластообразная залежь (линза) а р и е ж и т а (обр. № 669), заключенная в лейкократовые гиперстено-амфиболовые гнейсо-диориты (обр. № 670), встреченная близ вершины т. Полтпахк и тоже на вершине т. Пуадзпахк (обр. № 1709)—массива Куадуайвинч, близ Пулозера (Оленьи тундры Миддендорфа). В последнем случае гиперстен имеет 2 V (‡)—57°, а в первом случае амфибол часто образует идиоморфные включения в гиперстене и диопсиде с развитыми гранями (110), часто (010) и редко (100) и, повидимому, какие-то из граней индекса (001) или (hol) или (okl). Но чаще амфибол имеет корродированный габитус или ксеноморфен как гиперстен и диопсид.

В другом случае а м ф и б о л о в ы й г и п е р с т е н и т (обр. № 237) образует изолированный выход среди гранатовых гнейсов на северном склоне тундры Горелой в районе г. Мурманска. Гиперстенит этот имеет паналлотриоморфную структуру и содержит почти в равных количествах гиперстен (2 V ‡ — 74°), большей частью в крупных зернах, и бледнозеленый амфибол (2 (‡) ± 90°; $n_g : C = 20°$), частью развитый самостоятельно, а частью пойкилитически прорастающий гиперстен. Кроме того порода содержит и немного руды. Гиперстенит прорывается жилой белого пегматитового гранита.

7. ГАББРО-НОРИТЫ II

Габбро-нориты были встречены по железнодорожной линии севернее ст. Тайбола (обр. №№ 1595, 1595а, 662). Габбро-нориты располагаются здесь в гиперстено-биотитовых и гиперстено-диопсидовых диоритах и связаны с ними, повидимому, постепенными переходами (поскольку позволяет видеть обнаженность). Структура этих пород иногда приближается к нормальной гипидиоморфно-зернистой структуре габбро.

Количественное отношение плагиоклаза к цветным компонентам от 1 : 1 (с кварцем) до преобладания темноцветных минералов.

Плагиоклаз сохраняет признаки запыленности и содержит 70 и 75% Ап и в кварцевых габбро-норитах 67% Ап в ядре и 57% Ап на краю зерна.

Гиперстен развит в несколько меньшем количестве, чем диопсид. В одном образце (обр. № 662) гиперстен образует с плагиоклазом пег-

матитообразное срастание, при котором в поле одного зерна плагиоклаза располагаются многочисленные неправильной формы вростки гиперстена, погасающие одновременно. 2 V (±) —49°, —48°. Гиперстен часто переходит в амфибол.

Диопсид бледнозеленый, $n_g : C = 39°$; часто включает сетку магнетита и изъеденные зерна обыкновенной роговой обманки. Кроме того, замечается также переход по краям в амфибол актинолитового характера.

Обыкновенная роговая обманка в незначительном количестве и, главным образом, в корродированных зернах, частью в параллельном срастании с диопсидом. От вторичного актинолита она отличима по буровато-зеленому цвету, тогда как последний имеет голубовато-зеленый цвет.

Гранат, часто обильно заполняющий породу, является гипидиоморфным по отношению к плагиоклазу и гиперстену. Можно отчетливо видеть, как образование граната происходит в контакте этих двух минералов, или же гранат образуется на месте пегматоидных вростков гиперстена, нарастая в сторону плагиоклаза. В центре таких зерен граната иногда сохраняется „забронированный" гиперстен. Иногда гранат переполнен рудой, выделяющейся в виде червеобразных вростков, веерообразно расходящихся от центра к периферии.

Руда, кроме того, развита независимо в виде неправильных выделений, иногда окруженных каймой зеленого амфибола. Иногда руда имеет мезостатический характер развития.

Изредка встречается биотит, ассоциирующий или с гиперстеном или с рудой.

Добавочные—редкий апатит и вторичный кальцит по плагиоклазу.

Один из образцов (обр. № 1595а) оказался содержащим кварц—кварцевый габбро-норит. Повидимому, кварц этот частью постериорного происхождения, так как в обнажении наблюдались секущие кварцевые жилки, а под микроскопом видно, что крупные выделения кварца корродируют включенные в него и соседние с ним зерна полевого шпата.

Описанные габбро-нориты пересекаются жилами пегматитового гранита, который также обогащен гранатом. Помимо того, в габбро-норите наблюдались сплошные выделения граната в виде жилок или кокардообразных скоплений.

Гнейс с тождественным вышеописанному минералогическим составом, но с резко выраженной сланцеватостью встречен залегающим в виде пластообразной линзы в амфиболовом гнейсе (диорито-гнейсе) на северном конце т. Поннюнь (940а). Плагиоклаз не сохранил признаков запыленности и часто обладает неоднородностью состава с более кислым ядром, обладающим контурами, иногда совпадающими с конту-

рами своего внешнего неправильного очертания, содержит 80—85% An, частью переходит в пренит (?) и включает руду и шпинель.

Гиперстен вытянут по оси С и частью образует микропегматитовое срастание с плагиоклазом. 2 V (+)—53°.

Диопсид в незначительном количестве.

Обыкновенная роговая обманка с сетчатыми выделениями руды имеет $n_g : C = 16°$; $n_g = n_m$ темнобуровато-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; 2 V (+)—76°.

Биотит ассоциирует с гиперстеном. Магнетит и зеленая шпинель, образующие срастания между собою, располагаются, частью, мезостатически между зернами плагиоклаза.

В шлифе также видно, что в части породы, содержащей много биотита магнетита и шпинели, развит в большом количестве гранат, иногда включающий шпинель, руду, биотит, амфибол и плагиоклаз. Гиперстен в этой части породы исчез, но в краевой части этого слоика видно, как гранат образуется за счет гиперстена и плагиоклаза. Кроме того, венчик граната иногда наблюдается и на границе руды с плагиколазом. Интересно отметить также, что именно в этой части породы плагиоклаз является пренитизированным (?).

Гнейсо-норит. Выход этого типа породы встречен на северном склоне т. Раматуайвинч. Гнейсо-норит содержит плагиоклаз со следами запыленности с содержанием 70% An, гиперстен 2 V (+)—66°, биотит, ассоциирующий с ним, немного кварца и большое количество руды, расположенной, почти всегда, мезостатически, между зернами, или по расколам других минералов. В породе содержится также примесь первичного обыкновенного амфибола. Норит сильно действует на магнитную стрелку компаса.

8. ГОРНБЛЕНДИТЫ III

Горнблендиты были встречены дважды и оба раза в ассоциации с амфиболовым габбро и магнетитовыми сланцами (обр. №№ 1614, 1638). Структура паналлотриоморфная и ясная сланцеватость.

В одном случае минералогнческий состав—амфибол, биотит, диопсид и гиперстен. Амфибол $n_g : C = 18°$; n_g — буровато-зеленый $= n_m > n_p$ зеленовато-желтый, всюду выделяет руду. Биотит изменяется, выделяя руду, буровато-фиолетовые включения, повидимому рутила, и становится бледноокрашенным.

Гиперстен большей частью перешел в серпентин. Диопсид также переходит частью в бледнозеленый амфибол.

По минералогическому составу порода близка девейниту (Devainit) из Шотландии.

В другом случае порода содержит немного основного плагиоклаза и состоит из обыкновенной роговой обманки, диопсида и гипер-

стена. Роговая обманка идиоморфна по отношению к плагиоклазу (110) и имеет темнобурovато-зеленый цвет. Оба пироксена заключены между зернами амфибола. Горнблендит этот связан переходами с амфиболовым габбро (обр. № 1636) (см. далее).

9. АМФИБОЛОВЫЕ ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ (ГНЕЙСОВИДНЫЕ ГАББРО) IV

Имея также пластообразное залегание (линзы), породы эти ассоциируют с магнетитовыми сланцами.

Можно выделить следующие разности: 1) амфиболовое габбро с гиперстеном, 2) тоже с диопсидом, 3) тоже с диопсидом и гиперстеном.

Всегда обладает сланцеватостью и кристаллобластической структурой.

Амфиболовые габбро-амфиболиты с гиперстеном. (обр. №№ 1636, 1629). Плагиоклаз не сохранил запыленности и иногда имеет пятнистую зональность и сдвойникован, большей частью, по альбитовому и реже периклиновому законам. Состав 50, 61, 72% An.

Амфибол иногда (обр. № 1636) обладает коричневым цветом с полихроизмом $n_g = n_m$ — буровато-коричневый $> n_p$ желтый; $n_g : C = 17—18°$, или в других случаях $n_g = n_m$ темнозеленый (или буровато-зеленый) $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g : C = 16°$; $2V$ (+) и —68°, обычно удлинен по оси C и по сланцеватости, часто включен в гиперстен и в плагиоклаз в виде корродированных округлых зерен. Зеленый амфибол часто выделяет руду.

Гиперстен $2V$ (+) —52°,—48° и биотит в колеблющихся количествах. Добавочные руда и апатит. Эта порода (обр. № 1636) находится в контакте с гиперстено-магнетитовым сланцем (см. анализ табл. 31, 32 и 33).

Амфиболовый габбро-амфиболит с диопсидом (обр. №№ 1645, 1682, 2034, 2009, 1990, 1637).

Плагиоклаз тождествен предыдущему и с содержанием 40, 50% An. Амфибол буро-зеленый или зеленый, часто (бурый) выделяет руду в виде пыли и сеточки игольчатой (TiO_2), изредка дает идиоморфное включение в пироксене (110) и чаще в виде корродированных зерен. В темнозеленом амфиболе определено $2V$ (+) —74°.

Диопсид бледнозеленый, иногда переходит в актинолит с включением кварца. $n_g : C = 42°$; $2V$ (+) $+ 49.5°$. Некоторые разности содержат немного биотита. Добавочные руда и апатит.

Амфиболовый габбро-амфиболит с диопсидом и гиперстеном (обр. №№ 2025, 1672, 1648, 1610, 976).

Плагиоклаз с содержанием 50, 53, 70% An и с пятнистой зональностью. Амфибол иногда коричневатый (1610). В зеленом амфиболе определено $2V$ (+)—71.5°; $n_g : C = 16°$; $(n_g — n_p) = 0.023$.

Гиперстен и диопсид в изменчивых по отношению друг к другу количествах. В гиперстене $2V(\ddagger) -48.5°$. В диопсиде определено $2V(\ddagger) +58°$, $n_g : C = 39°$; $(n_g - n_p) = 0.027$. Иногда гиперстен включен в диопсид. Некоторые образцы пород содержат немного биотита. Добавочная руда, иногда изобильная, и апатит.

В одном образце пироксен перешел (обр. № 1645) почти нацело в амфибол, проросший кварцем, червеобразной формы. Плагиоклаз этой породы содержит 32% Ап. Кроме того, в породе очень много биотита с полихроичными ореолами вокруг мелких включений неопределимого минерала. В породе довольного много апатита.

Образец габбро-амфиболита с гиперстеном № 1636 из контакта с магнетитовым сланцем был проанализирован аналитиком М. Селютиной в лаборатории ЦНИГРИ и дал следующие результаты (см. табл. 31, 32 и 33).

Формулы Левинсона-Лессинга и Ниггли показывают близость породы к габбро.

Для сравнения приведен анализ диаллаго-роговообманкового габбро из Вельтин (Veltin), Италия (III, *234*, стр. 206).

Перечисление анализа на минералогический состав, исходя из теоретических химических формул минералов (пироксена, амфибола и биотита), дает избыток SiO_2 в 4.36%, тогда как в шлифе кварца не обнаруживается (!).

Пренебрегая этим и принимая сумму гиперстена и амфибола 63.52%, при перечислении по системе Джохенсена (Johansen) получаем следующие символы (табл. 31):

Таблица 31

$\frac{Quafel}{Maf} = \frac{21.22}{77.84}$ класс 3; Pl 52% Ап—порядок 3.

$\frac{Qu}{Pl} = \frac{20.5}{79.5}$ — сем. 11, 12, 13, 14, 15

$\frac{Kfel}{Pl} = \frac{0}{100}$ — сем. 0, 5, 10, 15

} сем. 15

3, 3, 15 — Мелагаббро

Таблица 32

	I	Мол. кол.	III
SiO_2 . . .	49.84	0.8346	49.18
TiO_2 . . .	0.78	0.0098	0.35
Al_2O_3 . . .	15.02	0.1483	17.94
Fe_2O_3 . . .	0.97	0.0122	4.30
FeO	11.57	0.1627	9.06
CaO	7.33	0.1319	9.50
MgO . . .	11.12	0.2785	6.68
MnO . . .	0.20	0.0028	0.19
K_2O	1.15	0.0123	0.45
Na_2O . . .	0.99	0.0161	2.84
Потер. при прок. . .	1.23	—	—
Гигр. H_2O .	0.20	—	—
	100,40	—	100.47

I. Амфиболовый габбро-амфиболит. т. Волчипахк. Кольский п-в.

II. Диаллаго-амфиболов. габбро Ponte del Diavolo, Veltin.

Формула по Левинсону-Лессингу.

$$3.26\overline{RO} \,.\, R_2O_3 \,..5.39\ SiO_2$$

$R_2O : RO = 1 : 20.2$; $\beta = 79.04$; $\alpha = 1.72$.

По кислотности относится к норитам-гиперстенитам. По другим данным между габбро и шонкинитами.

Формула Ниггли

si=109 , ti= 1.3 , al=19.4
c= 17.3 , fm=59.7 , alk= 2.5
k= 0.43, mg= 0.61, c/fm= 0.29

сеч. 3/4; близка к нормальному габбро.

Для сравнения приводим формулу нормального габброида по Ниггли (P. Niggli, III, *219*, p. 128): si—108, al—21, fm—52, c—21, alk—6, k—0.2, mg—0.55, сеч. 3/4.

Таблица 33

	Fe_2O_3	FeO	CaO	SiO_2	MgO	Al_2O_3	H_2O	Na_2O	MnO	K_2O	TiO_2	Σ		
Магнетит Fe_2O_4 . . .	0.97	0.43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.40		
Сфен $CaTi\,SiO_5$.	—	—	0.54	0.58	—	—	—	—	—	—	0,78	1.91		
Биотит $(HK)_2(MgFe)_2$ $Al_2Si_3O_{12}$ . .	—	1.75	—	4.41	0.98	2.49	0.22	—	—	1.15	—	11.02		
Альбит $NaAlSi_3O_8$.	—	—	—	5.77	—	1.63	—	0.99	—	—	—	8.40		16.86
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$.	—	—	1.70	3.65	—	3.0	—	—	—	—	—	8.46		
Гиперстен $FeSiO_3$ . . .	—	9.38	—	10.14	—	—	—	—	—	—	—	19.52		
Силикат Чермака $MgAl_2Si_2O_6$.	—	—	—	4.59	3.07	7.79	—	—	—	—	—	15.46		
Энстатит $MgSiO_3$ . . .	—	—	—	10.67	7.07	—	—	—	—	—	—	17.63		63.52
Волластонит $CaSiO_3$ . . .	—	—	5.08	5.46	—	—	—	—	—	—	—	10.54		
Родонит $MnSiO_3$ . . .	—	—	—	0.17	—	—	—	—	0.20	—	—	0.37		
Кварц SiO_2	—	—	—	4.36	—	—	—	—	—	—	—	4.36		
Σ	0.97	11.57	7.33	49.83	11.12	15.01	0.20	0.99	0.20	1.15	0.78	98.86		

10. ГРУППА ПИРОКСЕНОВЫХ (АМФИБОЛОВЫХ) ДИОРИТОВ V

Жильный диорит—встречен на западном склоне тундры Чокуайвашь (Острая) в районе озера Вырмес. Амфиболизированные пироксеновые гнейсо-диориты (обр. № 1937) прорываются здесь секущей тонкой неправильной жилкой также амфиболизированного жильного диорита (обр. № 1938).

Под микроскопом порода эта обнаруживает гипидиоморфно-зернистую структуру и состоит из плагиоклаза, кварца и амфибола с биотитом, образованным по пироксену (см. микрофото, табл. VI, фиг. 1).

Плагиоклаз (30% An) идиоморфен в виде широких табличек, сдвойникованных по альбитовому и реже периклиновому законам и окружен кварцем, расположенным мезостатически и погасающим одновременно. Амфибол вместе с биотитом, часто дающим симплек-

титы с кварцем. Вследствие изменения пироксена установить степень его идиоморфизма по отношению к плагиоклазу не удается. Добавочная руда, большей частью, в мезостазисе с кварцем.

Гиперстеновые диориты. Породы, содержащие плагиоклаз, кварц, и гиперстен, т. е. гиперстеновые диориты, являются, повидимому, одним из очень распространенных представителей этого комплекса. Содержание в них гиперстена очень колеблется от образования мезократовых разностей вплоть до разностей, почти совершенно не содержащих этого минерала (лейкократовый тип). Вместе с этим, иногда, сильно возрастает в последних породах и содержание кварца за счет плагиоклаза.

С другой стороны, в мезократовых разностях гиперстеновых диоритов появляются другие темноцветные компоненты, как то: биотит, диопсид, амфибол, обусловливая переходы в биотито-гиперстеновые, слюдяные, пироксеновые и другие типы диорита (и габбро-диорита).

Обычно в обнажениях наблюдается (в особенности на выветренных поверхностях), как мезократовые разности гиперстеновых диоритов постепенно переходят в лейкократовые, причем и те и другие располагаются, перемежаясь друг с другом, в виде широких, друг другу параллельных полос—например на тундрах Виромуайвинч и Ссывер на восток от железнодорожной линии и т. д. Иногда, впрочем, лейкократовая разность аплитовидного диорита имеет резкие границы по отношению к мезократовым типам породы, образуя в них пластовые жилы—интрузии, например, пластовые жилки диорита на т. Пурнвыд III между рр. Туломой и Колой.

Породы эти обладают темносерым цветом, переходящим в светлосерый цвет при выветривании, причем особенно в последнем случае наблюдается более или менее ясно выраженная сланцеватая (гнейсовая) текстура, подчеркиваемая близким к субпараллельному расположением темноцветных компонентов.

Только в редких случаях сланцеватость эта трудно различима, и тогда порода приобретает массивный характер.

П. м. всегда наблюдается более или менее ясно выраженная сланцеватость породы, выражающаяся как в расположении темноцветных компонентов, так и удлиненным развитием кварца (и пироксена) в направлении сланцеватости (см. микрофото, табл. VI фиг. 2).

Структура паналлотриоморфная (или даже кристаллобластическая) и во всяком случае не позволяющая по степени развития (идиоморфизма) определять порядок образования минералов.

В гиперстеновых диоритах плагиоклаз является главной составной частью породы и принадлежит андезину колеблющегося состава—28, 31, 37% Ап, ксеноморфен, или исключительно редко развивает грани (010) или (001) по отношению к кварцу. Тонкая полисинтети-

ческая сдвойникованность по альбитовому и периклиновому законам, дает типичную для этих пород решетчатую структуру плагиоклаза. Часто наблюдается антипертитовое прорастание плагиоклаза калиевым полевым шпатом в виде капелек или чрезвычайно тонких ленточек. Очень часто наблюдаются сохранившиеся рассеянные пылеобразные включения, не расчленимые при самых больших увеличениях и обусловливающие в проходящем свете буровато-серую окраску плагиоклаза. В плагиоклазе наблюдаются редкие включения кварца, циркона, руды и биотита.

Включения кварца имеют округлый корродированный характер, или же изредка форму ромбиков с симметричным угасанием, т. е. типичных сечений по бипарамидальному β-кварцу.

В двойниках плагиоклаза наблюдается часто изогнутость и деформации, доходящие до изломов. Так как явления подобного рода часто обнаруживаются только на отдельных зернах, не переходя на соседние, то вероятнее всего, что деформации эти имеют протокластическую природу.

Кварц иногда обладает слабым волнистым погасанием, или обнаруживает даже мозаичную структуру. Когда кварца в породе много, то его контуры по отношению к плагиоклазу имеют такой характер, как будто кварц образовался на месте разъедаемого плагиоклаза. Иногда такой кварц включает плагиоклаз с корродированными контурами. При ксеноморфном развитии кварц обладает часто вытянутостью в направлении сланцеватости. То же самое, но в меньшей степени, иногда наблюдается и по отношению к плагиоклазу.

Гиперстен развит, обычно, в виде несколько удлиненных по оси С зерен, всегда ксеноморфен, или иногда образует причудливые фигуры, выполняя промежутки между зернами плагиоклаза или плагиоклаза и кварца, исключительно редко включен в плагиоклаз, часто включает неправильные зерна руды, обладает бледнорозовым цветом по n_p и слабым полихроизмом: $2V = 53°, 55°, 56°$. Иногда наблюдался переход гиперстена по трещинам в серпентин, окрашенный выделениями лимонита в желтый цвет.

Циркон в виде мелких зерен изредка идиоморфных и чаще округлых—корродированных.

Апатит редко идиоморфен и чаще в округленных зернах.

Руда магнетит в виде зерен, включенных в гиперстен, плагиоклаз и кварц, или же занимая промежутки между светлыми минералами, т. е. с явно мезостатическим развитием. В первом случае наблюдаются, иногда, ромбические сечения магнетита по октаэдру.

Биотито-гиперстеновые диориты (гнейсо-диориты) являются, вероятно, более распространенными породами, чем только что описанные типы. Минералогически они отличаются от гиперстеновых дио-

ритов присутствием биотита и могут быть подразделены на разности содержащие кварц и бескварцевые.

Геологически породы эти постепенными переходами связаны с гиперстеновыми диоритами и подобно им обладают полосчатой текстурой, благодаря неравномерному распределенню темноцветных компонентов.

Присутствие биотита, в особенности, когда оно становится значительным, и его субпараллельное расположение еще сильнее подчеркивают сланцеватость этих пород, чем в предыдущей группе. Поэтому почти всегда эти породы должны называться „гнейсо-диоритами" и даже гнейсами.

При таких свойствах эти породы, точно так же, как и породы группы слюдяных диоритов, описываемых далее, могут ошибочно приниматься в поле за биотитовые гнейсы и трудно выделимы при картировании.

Только более темный цвет полевого шпата, более массивное сложение (не всегда), связь с диоритами, не содержащими биотита, сопровождаемость диорит-пегматитами и, главное, подробное коллектирование могут помочь избежать ошибки при картировании этого комплекса пород.

Плагиоклаз этих пород обладает в общем тем же характером, что и в гиперстеновых диоритах, изредка (!) сохраняя остатки запыленности. Наблюдаются те же деформации протоклаза и иногда катаклаза. Иногда плагиоклаз содержит включения ромбиков кварца (по β-кварцу) и нередко антипертитовые вростки неправильной формы. Содержание анортита в плагиоклазе колеблющееся—20, 23, 25, 27, 28, 30, 32, 36 и 47% An. В обр. № 47 определено $2V\left(\overset{+}{+}\right)+80°$. Плагиоклаз с остатками запыленности содержит 25, 28 и 32% An.

Кварц того же характера, что и в гиперстеновых диоритах. Наблюдались включения иголочек рутила.

Темноцветные компоненты содержатся то в малом количестве, то составляют около половины породы по объему. Относительное количество гиперстена и биотита тоже изменчиво—от ничтожных количеств биотита при значительном содержании гиперстена и обратно.

Гиперстен ксеноморфен, иногда включает кварц с ромбическим, округленным сечением и симметричным угасанием (по β-кварцу)-иногда переходит в серпентин по трещинам, или же в бледнозеленый амфибол (актинолитового характера), то окружающий гиперстен в виде оболочки, то всецело его замещающий. Эта трансформация сопровождается обычно довольно обильным выделением руды и иногда четкообразными вростками кварца.

Помимо того, замечается постоянный переход и замещение гиперстена биотитом (см. далее).

Гиперстен имеет $2V\ (\ddagger) -54, -52, -55°$.

В породах этих можно различить биотит трех типов. Во-первых, довольно редкий тип биотита, в виде короны окружающий выделения руды. Количество его незначительно, и окраска обычно в красно-бурых тонах.

Другой тип биотита с полихроизмом в бурых или красно-бурых тонах развит не в ассоциации с гиперстеном, или не имеет никаких признаков образования за счет последнего.

Третий тип биотита вместе с биотито-кварцевым симплектитом образуется за счет гиперстена.

В различных образцах встречаются различные стадии замещения этими образованиями вплоть до полного вытеснения гиперстена, когда в породе наблюдается один биотито-кварцевый симплектит. В некоторых образцах нередко наблюдалось одновременное присутствие амфибола и биотита, замещающих гиперстен (см. табл. VI, фиг. 3).

При этом наблюдалось различное расположенин друг по отношению к другу этих двух минералов—то биотитовый гомогенный кристалл окружает замещающий амфибол, то, наоборот, гомогенное зерно биотита является окруженным амфиболовой гомогенной оболочкой.

Таблица 34

	I	Мол. кол.	II	III	
SiO_2	56.78	0.9286	57.63	56.80	I. Гиперстено-биотитовый диорит. Кольский п-в. Р. Кола. № 615.
TiO_2	0.92	0.0116	0.97	0.46	
Al_2O_3	15.39	0.1528	16.33	18.30	II. Гиперстено-биотитовый диорит. Норвегия; 0.06% BaO, 0.12% CO_2; 0.03% S (III, *234*, стр. 192)
Fe_2O_3	3.74	0.0231	0.84	1.64	
FeO	6.36	0.0896	5.68	5.58	
MnO	0.13	0.0018	0.10	сл.	III. Гиперстено-биотитовый диорит. Блекхаук (Blackhawk). Монтана; со следами LiO_2 (III, *234*, стр. 192).
CaO	4.16	0.0752	6.39	5.31	
MgO	5.99	0.1503	5.47	3.63	
K_2O	3.59	0.0387	2.20	3.28	
Na_2O	2.69	0.0440	3.22	4.35	
P_2O_5	0.34	0.0024	0.07	сл.	
Пот. при прок.	1.46	—	0.82	0.53	
Гигр. H_2O	0.15	—	0.00	—	
Итого	100.18	—	99.99	99.88	

I. Формула Левинсона-Лессинга: 2.29 $\overline{RO}$, R_2O_3, 5.30 SiO_2; $R_2O : RO = 1 : 3.08$; $\beta = 62.0$; $\alpha = 2.00$: между диоритами и габбро-сиенитами.

I. Формула по Ниггли (P. Niggli): si=155; ti=1.8; p=0.4; al=25.5; fm=48; c=12.5 alk=13.8; k=0.47; mg=0.52; c/fm=0.25; сечение III—лампроито-сиенитовый—лампроитовый ряд.

Таблица 35

	P_2O_5	CaO	Cl	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	FeO	TiO_2	K_2O	MnO	MgO	N_2O	Σ	
Апатит $ClCa_5P_3O_2$	0.34	0.44	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.84	
Альбит $NaAlSi_3O_8$	—	—	—	2.69	4.43	15.69	—	—	—	—	—	—	22.82	29.58
Анортит $CaAlSi_2O_8$	—	1.36	—	—	2.48	2.92	—	—	—	—	—	—	5.76	
Ильменит $FeTiO_3$	—	—	—	—	—	—	0.82	0.92	—	—	—	—	1.74	
Биотит $(HK)_2(MgFe)_2Al_2Si_3O_{12}$	—	—	—	—	7.79	13.79	5.48	—	3.59	—	3.07	0.68	34.41	
Волластонит $CaSiO_3$	—	2.35	—	—	—	2.52	—	—	—	—	—	—	4.88	27.65
Гиперстен $FeSiO_3$	—	—	—	—	—	6.33	7.54	—	—	—	—	—	13.87	
Энстатит $MgSiO_3$	—	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—	0.13	—	0.24	
Сил. Чермака $MgAl_2Si_2O_6$	—	—	—	—	0.69	0.11	—	—	—	—	0.07	—	0.88	
Кварц SiO_2	—	—	—	—	—	8.83	—	—	—	—	—	—	8.83	
Σ	0.34	4.16	0.05	2.69	15.39	55.26	13.84	0.92	3.59	0.18	5.99	0.68	103.07	—

Интересно еще отметить, что образующаяся так корона биотита иногда дает протуберанцы по трещинам плагиоклаза. Цвет этого биотита то бурый, то буровато зеленый. Добавочными минералами являются то идиоморфные, то округлые корродированные циркон и апатит и выделения руды, часть которой имеет мезостатическое расположение, т. е. является позднейшей по образованию.

Руда, окруженная короной биотита, является более ранним выделением.

Некоторые из описанных представителей пород содержат чрезвычайно большое количество кварца, и, наоборот, в некоторых из них кварц отсутствует, или входит только в виде биотито-кварцевых симплектитов. Подобные породы содержат большое количество темноцветных минералов—биотита или гиперстена и имеют более основной плагиоклаз—32 и 46% An. Гиперстен имеет 2V (‡) —63°. Очевидно породы эти частью приближаются к биотитовым гнейсо-норитам.

Валовой химический анализ несколько амфиболизированного гиперстено-биотитового гнейсо-диорита из обнажения по железнодорожной линии между ст. Кола и Шонгуй (обр. № 616), выполненный в лаборатории ЦНИГРИ, аналитиком М. Васильевой, дал следующие результаты (см. табл 34). Формулы по Левинсону-Лессингу и Ниггли относят породу к одному и тому же ряду. Для сравнения приведены близкие по составу анализы гиперстено-биотитовых диоритов Норвегии и Монтаны (III, *234*. стр. 192).

При перечислении валового анализа на модальный минералогический состав, согласно оптическим данным, состав плагиоклаза был принят с содержанием 23% An. K_2O весь пересчитан на биотит, так как количество антипертитовых вростков не могло быть учтено. Такой пересчет дал слишком повышенное содержание биотита в сравнении с действительным. Наконец, при расчетах все окисное железо пересчитано было в закисное, так как значительная часть руды в породе является вторичной, возникшей при образовании амфибола из гиперстена.

При таком приближении пересчет минералогического состава порода по системе классификации Джохенсена (A. Johansen) дал следующие символы:

Таблица 36

$$\frac{\text{Quafel}}{\text{Maf.}} = \frac{38{,}41}{62{,}90} \text{ — класс 3; Plag 23\% An — порядок 2.}$$

$$\left.\begin{array}{l} \dfrac{\text{Qu}}{\text{Pl}} = \dfrac{23}{77} \text{ — Сем. 11, 12, 13, 14, 15} \\ \dfrac{\text{Qu}}{\text{Pl}} = \dfrac{0}{100} \text{ — Сем. 0, 5, 10, 15} \end{array}\right\} \text{сем. 15.}$$

или 3, 2, 15 Меладиорит.

К группе гиперстеновых или гиперстено-биотитовых диоритов нужно отнести и ряд амфиболизированных пород этого типа с т. Пурн-

выд I и т. Чокуайвиш в районе между рр. Туломой и Кола (обр. №№ 952, 1911, 1937, 1937а, 1939). Отметим здесь, что образующийся за счет пироксена амфибол относится к ряду актинолита и является переполненным выделениями руды и врастками кварца и иногда новообразованиями биотита. Также многочисленны в этих породах биотито-кварцевые симплектиты.

Наконец, в одном образце диорита между вновь образующимся амфиболом и плагиоклазом располагается гранат с выраженными гранями по отношению к плагиоклазу и к амфиболу, но не к кварцу. Кристаллики граната иногда идиоморфны и содержат включения кварца и руды. Плагиоклаз этих пород иногда сохраняет остатки запыленности и содержит 23, 33, 36 и 40% An.

Сюда же можно причислить породы, тождественные по минералогическому составу, но с резко выраженной сланцеватостью — это гиперстено-биотитовые гнейсы (обр. №№ 1604, 1619, 1620, 1675), повидимому, частью генетически связанные с описываемой группой пород(?) Представители этих пород встречены были также заключенными в гранатовые гнейсы в виде резко отграниченных от них пластовых залежей (обр. №№ 738, 1023, 80). Плагиоклаз идеально прозрачен и часто пренитизирован(?), содержит 33, 42 (55 и 75)% An. В последнем случае более основной плагиоклаз располагается пятнами в поле более кислого плагиоклаза. Гиперстен сильно удлинен по оси С и по сланцеватости, иногда содержит вростки пластинок моноклинного пироксена и содержит обильные включения биотита, плагиоклаза (и кварца); $2V(\ddagger) = 50°, -53°, -56°, -70°$. Часто гиперстен переходит в актинолитового характера амфибол, переполненный мелкими включениями ближе неопределимого минерала. Биотит обладает красно-бурой окраской по n_g. Кварц в небольшом количестве. Добавочные апатит и руда.

На р. Туломе у Мурмаша подобного типа порода в виде пласта мощностью в 10 см залегает в гранатовых гнейсах, имея с ними резкую границу (обр. № 738).

Благодаря темному цвету породы пласт этот в поле был принят за пластовую интрузию основной породы впоследствии осланцованную.

Гиперстено-диопсидовые диориты. Гиперстено-диопсидовые диориты обнаружены были в разных местах. Они, повидимому, связаны постепенными переходами с гиперстеновыми диоритами, как это наблюдалось, например, на тундре Пурнвыд III между рр. Кола и Тулома (обр. №№ 1763 и 1734 в обн. № 1382). Породы эти являются более основными, чем гиперстеновые диориты, и заключают в себе, в свою очередь, полосы пород еще более основного характера—это не содержащие кварца переходные породы между пироксеновыми диоритами и габбро-норитами (на т. Пурнвыд III).

Обладая более темным цветом, породы эти также имеют отчетливое слащеватое (гнейсовидное) сложение и паналлотриоморфную структуру.

Гиперстено-диопсидовые диориты с кварцем являются мезократовыми породами.

Плагиоклаз обладает типичной для этих пород запыленностью и двойникованием по альбитовому и периклиновому законам. Содержание анортита достигает 31, 32, 45 и 47% An.

Кварц иногда в большом количестве и обладает то едва заметным волнистым погасанием при сильном удлинении в направлении сланцеватости породы, то несет признаки сильного катаклаза, вплоть до образования зон гранулированных полос. Диопсид и гиперстен в различных друг по отношению к другу количествах ксеноморфны и короткостолбчаты по оси С. Иногда наблюдается распределение обоих минералов полосами с преобладанием то одного, то другого в такой полосе.

Гиперстен имеет 2 V (‡) — 51°, — 52.5° — 53°, заключает тонкие пластинки вросшего моноклинного пироксена, и содержит большое количество включенного магнетита. Диаллаг имеет 2 V (‡) + 54°, + 52°; n_g : C = 39—40°; иногда бледнозеленоватый, типична отдельность по (001) (и двойники).

Изобильная руда (обр № 1963) ксеноморфная и чаще заключенная в темный минерал. В случае же, когда такая руда не заключена в темный минерал, она окружена узкой каймой бледнозеленого амфибола.

Добавочный апатит.

Часто этого типа породы содержат биотит с кварцевым симплектитом и примесь обыкновенной роговой обманки. Наконец, в некоторых случаях (обр. № № 1740, 1678 и т. д.) встречен плагиоклаз (30% An) с антипертитовыми вростками, располагающимися иногда только на краю зерна (обр. № 1740), тогда как ядро его почти свободно от антипертита.

Кроме того, для гиперстена отмечен переход в серпентин и в бледнозеленый амфибол актинолитового характера.

Полосы более основных пород, не содержащие кварца (или содержащие его в небольшом количестве), имеют плагиоклаз с содержанием 40 и 45% An (обр. №№ 1735 и 1905), обладающий запыленностью, гиперстен 2 V (‡) — 55.5° и — 47.5°, диаллаг n_g: C = 39—40°. Некоторые образцы содержат очень большое количество магнетита (обр. № 1735 с т. Пурнвыд).

Пироксено-амфиболовые гнейсо-диориты. Описанный тип диопсидо-гиперстенового гнейсо-диорита в некоторых случаях содержит примесь незначительного количества обыкновенной роговой обманки,

как уже упоминалось выше. С возрастанием количества амфибола (первичного) образуются пироксено-амфиболовые диориты.

Плагиоклаз этих пород часто имеет антипертитовые вростки, сохраняет запыленность и иногда (обр. № 1649 с Кахяуруйвиш в верховьи р. Кицы) содержит включения листочков гематита с сетчатым расположением, аналогично вышеописанным авантюриновым плагиоклазам гиперстеновых диоритов. Состав колеблется в небольших пределах—33, 34, 35, 37, 39 и 40% An. Более основной плагиоклаз содержится в более меланократовых разностях.

Кварц, аналогичный описанному в других типах этих пород, то в ничтожном количестве, то в очень значительном количестве. В последнем случае наблюдается также отчетливо, что кварц корродирует плагиоклаз, его замещая.

Количество темноцветных минералов по отношению к светлым колеблется в больших пределах (лейкократовые и меланократовые разности).

При этом амфибол среди темноцветных минералов (биотит, диопсид и гиперстен) развит от ничтожных количеств до преобладания над другими компонентами.

Меланократовые разности этих пород обычно развиты совместно с лейкократовыми разностями, то переходя постепенно друг в друга, то отделяясь от них довольно резкими границами.

Гиперстен обычный для этих пород, иногда имеет параллельное срастание с первичным амфиболом, нередко переходит в бледнозеленый амфибол, серпентин и иногда в биотито-кварцевый симплектит, $2V\,(\ddagger) = 47°, -50{,}5°, -52°, -55°, -63°$; иногда имеет ярко розовый цвет по n_p.

Диаллаг иногда обладает бледнозеленым цветом, отдельностью по (001), $2V\,(\ddagger) + 57°, + 54{,}5°$; $n_g : C = 38°, 40°$; $n_g - n_p = 0.027$ иногда по краям переходит в актинолит.

Обыкновенная роговая обманка обычно ксеноморфна, но наблюдались идиоморфные кристаллики (110 и 001), включенные в диаллаг (обр. № 967). Интересно отметить также, что при незначительном количестве амфибола в породе минерал этот, будучи включенным то в гиперстен и диаллаг, то в плагиоклаз, имеет типичные округленные—корродированные контуры, чего не наблюдается или в меньшей степени видно в случаях значительного его содержания в породе. Амфибол очень часто заполнен обильными выделениями руды и прорастает по спайности (переходит) биотитом. n_g: $C = 16—17°$; $n_g = n_m$ темнобурovато-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $2V\,(\ddagger) = 67°$ (обр. № 1729); биотит развит то замещающим амфибол, то в виде реакционной короны вокруг магнетита. Помимо того, обычен биотит, не носящий признаков возникновения по другим твердым фазам породы. Некоторые из представителей подобных пород содержат биотита

очень мало (или он отсутствует совершенно). Иногда можно наблюдать биотит развитым по трещинам спайности плагиоклаза.

Руда иногда в большом количестве и частью с явно мезостатическим развитием.

Наконец, обычные дабавочные минералы—апатит и циркон.

Некоторые представители подобных пород являются сильно амфиболизированными (обр. № 943, 952а и 1792). Интересно здесь отметить, что развивающийся за счет пироксена амфибол является пронизанным червеобразными врастками кварца, и в одном случае было встречено образование граната, повидимому, за счет плагиоклаза.

Наконец, сюда примыкают те типы пород, которые при том же минералогическом составе обладают очень резко выраженной сланцеватостью и плагиоклаз которых больше не несет признаков пирогенного происхождения. Это гиперстено-диопсидо-биотито-амфиболовые гнейсы. В представителе такой породы с т. Якимпахк (обр. № 1654) плагиоклаз содержит 53% An, гиперстен 2V (‡) — —81.5°. В породе содержится очень много биотита и немного кварца.

Гиперстено-амфиболовые гнейсо-диориты и гнейсы. Породы, близкие по характеру описанным, но не содержащие диопсида, встречены были на т. Ссывер (обр. № 2011) в виде полос мезократовых пород в лейкократовом гиперстеновом диорите (обр. № 2012), или же на т. Неррдьордыч (обр. 2019а) также в виде мезократовых полос в лейкократовых гиперстеновых диоритах (обр. № 2019). Плагиоклаз этих пород содержит также выделения листочков гематита и антипертита и имеет состав 32—33% An. Амфибол $n_g = n_m$ темнобуровато-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g : C = 17°$.

Некоторые представители с подобным минералогическим составом, но всегда с большим количеством биотита, обладают резко выраженной сланцеватостью и называются мною гнейсами (или диорито-гнейсами). Плагиоклаз с содержанием 28% An. Много кварца.

Диопсидовый гнейсо-диорит — встречен в изолированном выходе в районе р. Куможьей между рр. Туломой и Колой (обр. № 1726). Плагиоклаз с содержанием 36% An. Диопсид 2V (‡) $+57°$; $n_g : C = 41°$. Порода изобилует выделениями руды, расположенной главным образом мезостатически и частью по трещинам плагиоклаза.

Быть может породу эту нужно причислять к серии габбро с Вырмес-озера более молодого возраста.

В двух случаях в диопсидовом диорите с т. Поннюнь (обр. № 940) и с т. Куыркяурвыд (обр. № 982) был встречен первичный амфибол. Плагиоклаз с содержанием 36 и 40% An и немного запылен. Диопсид 2V (‡) $+56.5°$; $\rho > v$; $n_g : C = 43°$; $n_g - n_p = 0.027$. Амфибол 2V (‡) $-70°$; $n_g : C = 16°$; $n_g = n_m$ темнооливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.021$.

Кроме того, немного бледнозеленого актинолита по авгиту. Биотит в ассоциации с амфиболом. Добавочные—сфен, руда, циркон и апатит.

Амфиболовые диориты—встречены по железнодорожной линии на север от ст. Тайбола, где они инъецируются микроклиновыми гранитами (обр. № № 1593, 1598а, 1598). Породы лейкократовые. Плагиоклаз с содержанием 29, 31% An и имеет вростки антипертита. Кварц обычный, но иногда обнаруживает трещиноватость по ромбоэдру, указывающую на переход из β-модификации кварца. Обыкновенная роговая обманка в виде редких темнобуровато-зеленых зерен, находящихся в срастании с биотитом. Биотит в небольшом количестве. Редкая примесь диопсида в ассоциации с биотитом. В образце, инъецированном микроклиновым гранитом, встречен в мезостазисе ортоклаз (2V малый) и многочисленные обычные мирмекиты (1598а). Руда в мезостазисе и по трещинам. Добавочные апатит и циркон.

Диориты с гранатом. Породы эти были встречены в жильном залегании. В одном случае пластовая жила гранатового диорита с гранобластической структурой (гранулит) образует пластовую жилу в гранатовых гнейсах (обр. № 742А) на Соколиной вараке на р. Туломе (д. Пяйва). В другом случае гранато-пироксеновый диорит прорывает комплекс перидотито-пироксеновых пород (№ 961) на северо-восточном склоне тундры Грудин между рр. Туломой и Колой.

Первая порода обладает гранобластической (гранулитовой) структурой и не имеет никаких признаков механического воздействия. Плагиоклаз обычный для диоритов с содержанием 23% An (!). Биотит и гранат в небольшом количестве и кварц. Добавочные — руда в мезостазисе и округлые зерна циркона.

Во второй породе (обр. № 961) плагиоклаз с антипертитом и содержанием 28% An, немного кварца, много биотита и крупные выделения граната и гиперстена. Отметить следует, что здесь гранат иногда включен в гиперстен.

11. СЛЮДЯНЫЕ ДИОРИТЫ VI

В отличие от только что описанной группы пород, слюдяные диориты не содержат гиперстена. Сюда относящиеся породы обладают большей частью более светлым цветом и также отчетливо-видимой сланцеватостью благодаря расположению слюды. Нередко переходят в крупнозернистые разности.

По составу плагиоклаза и по присутствию микроклина можно выделить два типа:

1) диориты с андезиновым плагиоклазом и без микроклина и 2) диориты с олигоклазом и иногда с микроклином (кварцевые диориты).

Для первого типа плагиоклаз аналогичен вышеописанным породам, имеет антипертитовые вростки и содержит 33, 36, 38% An, иногда обладая нормальной зональностью 33—36% An от края к центру зерна. Случаев сохранения запыленности в плагиоклазе не наблюдалось. Биотит иногда имеет вростки кварца, похожие на симплектиты.

Второй тип содержит олигоклаз с содержанием 20, 25, 26, 27% An и беден биотитом и иногда содержит небольшое количество микроклина, располагающегося обычно в мезостазисе между зернами плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз редко имеет перекрещенные двойники по альбитовому и периклиновому законам и антипертитовые вростки, которые так типичны для описанных гиперстеновых диоритов.

Биотит обладает бурыми или зеленовато-бурыми цветами. Описанные особенности этих пород тождественны таковым же олигоклазовых гранитов или гранодиоритов, описываемых далее.

Геологически эти породы являются более молодыми, чем описываемый комплекс пород, так как в обнажении (обр. № 1715) в 1 км на север от т. Ссывер (на восток от р. Кола) в олигоклазовых диоритах (обр. № 2013) встречены были впайки—полосы пород типа гиперстено-амфиболовых диоритов (типа обр. № 2011), а на вершине т. Сойтмаск, между рр. Туломой и Колой (обр. № 1502), олигоклазовые диориты (обр. № 1723) залегают в гиперстено-биотитовых диоритах, повидимому, в виде пластовой интрузии и включают в себе их отдельные пачки.

12. АНДЕЗИНИТЫ VII

Вероятно к этому же комплексу пород надо причислить и андезиниты, встреченные в 1915 г. в районе губы Средней на побережьи Кольского фиорда, заключенные среди олигоклазовых гранитов.

Здесь, около 1 км на восток от колонии, встречен был небольшой изолированный скалистый холмик, восточная часть которого оказалась сложенной амфиболо-гиперстеновыми диоритами (обр. № 12, 1915 г.), которые по направлению на запад переходят, повидимому, постепенно в андезиниты (обр. № 11, 1915 г.). Западный же склон холма у маленького озера сложен уже олигоклазовыми диоритами (гранитами), повидимому, являющимися мигматитом с реликтами диорита или андезинита (обр. № 10, 1915 г.). Слабо гнейсовидное сложение пород имеет приблизительно меридиональное простирание, а мощность обнажения вкрест простиранию около 60—70 м. Лейкократовые породы прорезаются жилками красного пегматита.

Отдельные выходы пород типа гиперстено-амфиболовых диоритов и гиперстеновых амфиболитов встречались вообще в районе губы Средней (и севернее), будучи заключенными среди олигоклазовых

гранитов (обр. №№ 45, 56, 66) и мигматитов (диоритов) (обр. № 15, 24b, 58); то же на Карелинском наволоке среди микроклиновых гранитов (№ 1214, 1215, 1566).

Андезинит среднезернист, имеет панидиоморфную структуру и состав—андезин и немного гиперстена, диопсида (амфибола), кварца и добавочные—биотит, руду и апатит.

Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам и содержит 33—34% An. Сохраняет запыленность, включает идиоморфные листочки руды—гематита и отдельные зерна округлого кварца, апатита и циркона и каплевидные вростки антипертита.

Пироксен представлен редкими зернами гиперстена и диопсида [$n_g : C = 45°$; $(n_g - n_p) = 0.028$], переходящих в зеленоватый амфибол и серпентин.

Кварц—незначительное количество, расположен в мезостазисе.

Ассоциирующий с андезинитом диорит содержит плагиоклаз 30—35% An, амфибол $2V (\pm) — 72°$; $n_g : C = 19—20°$; n_g — темнозеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; псевдоморфозы серпентина по гиперстену и актинолита по диопсиду; биотит и немного кварца.

13. Аплито-диориты, лейко-диориты и пегматиты VIII

Эти лейкократовые породы с тундр Виромуайвинч, Ссывер и Пурнвыд содержат плагиоклаз с 40% An (обр. № 1661), 35% An (обр. № 1906); 32% An (обр. № 2012) и даже 20% An (обр. № 2013). Плагиоклаз сохраняет иногда остатки запыленности и часто переполнен включениями листочков гематита, образующих иногда сетку в ядре зерна плагиоклаза (обр. №№ 1661, 2012, 2013).

Кварц, включенный в плагиоклаз, здесь также иногда дает шестиугольные и ромбические сечения, свидетельствуя о бывшей бипирамидальной форме β-модификации кварца.

Однако по отношению к крупным зернам кварца плагиоклаз имеет округленные корродированные контуры, особенно отчетливые в случаях, когда зерно полевого шпата включено в него. Помимо того, в последнем кварце отмечены иногда очень обильные включения жидкости.

Среди добавочных минералов—редкие магнетит, циркон и апатит. Руда частью развита мезостатически. Редкие зерна гиперстена имеют $2V (\mp) — 59°$.

Образец подобной породы с обильным содержанием кварца с т. Виромуайвинч (обр. № 1661) был подвергнут химическому анализу аналитиком М. Селютиной в лаборатории ЦНИГРИ (см. табл. 37).

Анализ показывает чрезвычайно высокое содержание SiO_2, что дает кислотность породы, равную 5 по формуле Левинсона-Лессинга

Таблица 37

	I	Мол. кол.	II	III
SiO_2	77.89	1.2917	75.35	74.79
TiO_2	0.41	0.0061	сл.	0.17
Al_2O_3	10.91	0.1075	13 97	12.59
Fe_2O_3	2.10	0.0131	0.15	1.19
FeO	1.15	0.0160	0.56	
CaO	3.93	0.0701	1.87	3.58
MgO	0.65	0.0161	0.11	0.31
MnO	0.07	0.0009	сл.	сл.
K_2O	0.96	0.0102	1.28	0.21
Na_2O	1.80	0.0290	6.00	5.10
H_2O	0.12	—	0.90	1.03
Потеря при прок.	0.12	—	0.06	0.09
P_2O_5	—	—	сл.	сл.
	100.11	—	100.29	99.64

I. Лейко-диорит гиперстеновый. Т. Виромуайвинч, Кольский п-в. № 1661.
II. Трондьемит-аплит. Гиссенас (Gissenass), Норвегия; 0.01% BaO; 0.03% — S (III, *234*, стр. 296.
III. Тоналит-аплит. Форт Хемлин (Hamlin) Аляска; 0.58% — CO_2 (III, *234*, стр. 296).
I. Формула по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу

$$1.28\ \overline{Ro} \cdot R_2O_3 \cdot 10.70\ SiO_2$$

$R_2O : RO = 1 : 2.6$
$\beta = 21.3;\ \alpha = 5.00$

I. Формула по Ниггли:

si = 470.2
al = 39
fm = 21.2
c = 25.5
alk = 14.3
k = 0.34
mg = 0.28
c/fm = 1.2
сеч. V/VI

и заставляет причислить ее к ультра-кислой группе и подгруппе щелочноземельных пород. Семейства, соответственного составу этой породы, в системе не имеется (III, *30*, *31*).

Таблица 38

	Fe_2O_3	FeO	SiO_2	MgO	CaO	MnO	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O	Потеря при прокалив.	Σ		
Магнетит Fe_3O_4	2.10	0.94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.04		
Гиперстен $FeSiO_3$	—	0.20	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.38		
Энстатит $MgSiO_3$	—	—	0.97	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—	1.62	2.13	
Родонит $MnSiO_3$	—	—	0.59	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—	0.13		
Альбит $NaAlSi_3O_8$	—	—	10.50	—	—	—	2.96	1.80	—	—	—	—	15.27		
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	—	—	7.83	—	3.64	—	6.63	—	—	—	—	—	18.10	33.37	39.06
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$	—	—	3.68	—	—	—	1.04	—	0.96	—	—	—	5.69		
Кварц SiO_2	—	—	54.36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	54.36		
Сфен $CaTiSiO_5$	—	—	0.31	—	0.28	—	—	—	—	0 41	—	—	1.00		
Остаток	—	—	—	—		—	—	—	—	—	0.12	0.12	—		
Σ	2.10	1.15	77.89	0.65	3.92	0.07	10.61	1.80	0.96	0.41	0.12	0.12	99.83	—	—

По формуле Ниггли (III, *219*) анализированная порода принадлежит к ряду между плагиоклазовыми гранитами-олигоклазитами и кварцевыми диоритами, но обладает неизмеримо большей кислотностью: 470 вместо 310. Кислотность этой породы превосходит кислотность трондьемита (350) и близка к кислотности аплито-гранитов (470). Поэтому может правильнее назвать эту породу аплитом гиперстенового диорита или лейко-диоритом.

Для сравнения в таблице приведены анализы трондьемит-аплита из Норвегии и тоналит-аплита из Аляски (III, *234*, стр. 296).

Отсюда можно видеть, как близка по своему составу описываемая порода к аплитам трондьемита и тоналита, отличаясь лишь более низким содержанием щелочей и более высоким содержанием ($FeO + Fe_2O_3$).

При перечислении валового химического анализа на модальный минералогический состав (см. таблицу) и расчет по системе минералогической классификации Джохенсена (A. Johannsen, III, *189*) порода эта получает такие символы:

Таблица 39

$$\frac{\text{Quafel}}{\text{Mafic}} = \frac{93.42}{6.17} \text{ — класс 2; Plag. 54\% An—порядок 3}$$

$$\left.\begin{array}{l} \dfrac{\text{Qu}}{\text{Kf} + \text{Pl}} = \text{— сем. 6, 7, 8, 9, 10} \\ \dfrac{\text{Kl}}{\text{Pl}} = \dfrac{14.5}{85.5} \text{—сем. 0, 2, 7, 12} \end{array}\right\} \text{сем. 7}$$

При этом следует отметить, что калиевый полевой шпат весь входит в качестве изоморфной примеси в плагиоклаз, так как под микроскопом в породе не обнаружено калиевого полевого шпата ни в самостоятельном развитии, ни даже в антипертите. По перечислениям плагиоклаз имеет состав 43.33% An + 39.09% Ab + 14.58% Or и близок андезину из выделений в лавах вулкана Tunguragua Эквадор, содержащих 51.13% An + 30.63% Ab + 10.19% Or (III, *112*. Bd 4, стр. 249). Отметим также, что оптическим путем в нашей породе определено в плагиоклазе $\perp$ MP ng : (010) = + 22°, т. е. 40% An. Возможно, что такое значительное отклонение обусловлено присутствием примеси ортоклаза (?) [1]

Гиперстен при перечислении содержит—17.71% $FeSiO_3$, 76.22% $MgSiO_3$ и 7.02% $MnSiO_3$, т. е. 9.64% FeO и 3.29% MnO (FeO + MnO = = 12.93%). Оптическим путем найден 2V (‡) — 54°. (2E (‡) при 1.516 —68°), что по Мра (J. Mhra, III, *213*) дает содержание 51% $FeSiO_3$ и по Уинчеллю (Winchell, N., III, *301*)—52% $FeSiO_3$. Это явное отклонение осталось необъясненным (!).

[1] При отсутствии контрольного анализа к числам состава плагиоклаза и гиперстена, полученным путем перечисления валового анализа породы, вероятно, нельзя относиться с полным доверием.

Пегматиты диорита встречались в различных местах поля развития гиперстеновых диоритов. В большинстве это небольшой до 1—1½ м мощности жилы, согласные со сланцеватостью и, повидимому, быстро выклинивающиеся по простиранию. Иногда тела их дают ветвистые короткие апофизы (обр. №№ 676, 677, 962, 971, 980, 1703, 1707).

Порода грубозернистая с полевым шпатом, достигающим размера в несколько (2—3) сантиметров, серого цвета в свежем изломе и белого цвета при выветривании.

В состав входят плагиоклаз, кварц, биотит, гиперстен (амфибол), руда, циркон, апатит и изредка мирмекит.

Плагиоклаз почти всегда с антипертитом, сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам, редко включает кварц и обычно ксеноморфен, или корродирован кварцем. Содержание анортита 30, 31, 32, 33 и 35%.

Кварц обычный, изредка наблюдаются трещины по ромбоэдру (псевдоморфозы по β-кварцу), волнистое погасание и иногда мозаика.

Биотит редок, по n_g — красно-бурый, иногда ассоциирует с гиперстеном.

Гиперстен редкими зернами или образует аггрегаты, бледнорозовый, по краям переходит в бледнозеленый амфибол, 2 V (+) — 58°, полихроизм в розовых и голубовато-серых тонах.

Руда большей частью в гиперстене; редкие зерна округлого циркона.

В одном образце оказался мирмекит и микроклин в мезостазисе; ⊥ (001) n_g 78°, n_m 15°, n_p 80°; 2 V (+) — 70°.

Здесь же развит вторичный мусковит.

В одной жиле пегматита, пересекающей амфиболит (метагаббро), обнаружен гранат и замечены были редкие листочки молибденита (обр. № 1703 на Ангес реке близ ст. Пулозера; плагиоклаз с 35% Ап). Гранат встречался и в других выходах пегматитовых жил.

Кварцевые жилы. Сюда относятся часто и всюду встречающиеся пластовые жилы кварца и участки окварцеванных пород габбро-диоритового ряда (силекситы).

14. ЧАРНОКИТЫ-МАНГЕРИТЫ

Породы этого типа были встречены в изолированных выходах в семи различных местах. По таким материалам нельзя себе составить представление, насколько широким распространением они пользуются и как велика их масса среди пород описываемого комплекса.

Геологически отмечено лишь, что из встреченных семи выходов чарнокита в четырех случаях породы эти появляются там, где гиперстеновые гнейсо-диориты прорываются и инъецируются микроклиновыми гранитами, а в трех остальных случаях плохая обнаженность просто не дает права делать какие-либо суждения.

В виду того, что подобного рода геологическая картина, а также микроскопическое изучение позволяют думать, что чарнокиты этого района являются по природе своей синтектическими породами—мигматитами, можно предполагать, что в изученном районе они вряд ли будут пользоваться особенно широким распространением (обр. №№ 614—615, 1580, 1580а, 1588, 1599, 656, 972, 1994, 1608). Все выходы приурочены к району железнодорожной линии.

Только присутствие розовато-желтого калиевого полевого шпата позволяет эти породы макроскопически отличать от других типов этого комплекса. Текстура также в большинстве обладает отчетливыми признаками сланцеватости. Структура паналлотриоморфная.

Состав минералогический—плагиоклаз, микропертит, кварц, гиперстен, диопсид, биотит, два амфибола и добавочные—руда, апатит и циркон.

Плагиоклаз близок плагиоклазу других пород этой группы, но с более обильным антипертитом, иногда вытесняющим значительную часть минерала хозяина (плагиоклаза).

Состав 25, 30, 33, 36, 45% An. Кислый плагиоклаз встречался чаще (3 случая).

Калиевый полевой шпат принадлежит всегда микропертиту $2V\ (+) = 71°, -68°$; $\perp$ (001) n_g 90, n_m 0°, n_p 84°. Обычно распределен в породе неравномерно, то скопляясь в крупных зернах, то располагаясь мезостатически. В некоторых случаях можно видеть отчетливо замещение им плагиоклаза. На границе микропертита и плагиоклаза развит часто мирмекит, нарастающий в сторону микропертита и его вытесняющий.

Кварц или в незначительном количестве или в очень большом и тогда корродирует полевой шпат.

Гиперстен и диопсид в разнообразных пропорциях, и, кажется, гиперстен преобладает над диопсидом. Оба минерала развиты обычно самостоятельно, но были встречены случаи обрастания диопсидом гиперстена (обр. №№ 656, 1580) и обратно, когда диопсид образует включения в гиперстене (обр. № 615). Гиперстен и частью диопсид переходят иногда в амфибол актинолитового ряда, переполненный включениями кварца. Но, кроме того, в обоих пироксенах часто включены мелкие округлые корродированные зерна обыкновенной роговой обманки. Гиперстен часто сопровождается биотито-кварцевыми симплектитами. У гиперстена определено—$2V\ (+) = -52°, -53°, -55°, -57°$. Диопсид $n_g : C = 39—38°$; бледнозеленый.

Биотит иногда в очень большом количестве и частью дает с кварцем симплектиты; ng — красно-бурый и иногда зеленовато-бурый.

Обыкновенная роговая обманка в виде корродированных зерен включена в пироксен, или же находится с ним в параллельном срастании; $n_g = n_m$ темнобуровато-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $2V\ (+) - 78°$

Амфибол, образовавшийся по пироксену, имеет $2V\ (+) - 79.5°$; $n_g : C = 16°$; n_g бледноголубовато-зеленый $> n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бесцветный.

Анализ образца с р. Колы (обр. № 615), выполненный аналитиком М. Васильевой в лаборатории ЦНИГРИ, и вычисление магматической формулы по Левинсону-Лессингу и Ниггли показывают близость этой породы к сиенитам или гранито-сиенитам. Для сравнения приведены анализы монцонитов Предаццо и Монтана, очень близких по своему химическому составу [III, *234* стр. 147) см. табл. 40].

В анализированном образце содержится мало кварца, но плагиоклаз кислый с содержанием 24% An, что позволяет думать, что порода ближе к гранито-сиенитам и может быть названа чарнокитом-мигматитом (по генезису).

Разности же с более основным плагиоклазом и бедные кварцем приближаются к мангеритам или монцонитам.

Таблица 40

	I	Мол. кол.	II	III
SiO_2	58.85	0.9759	58.38	61.65
TiO_2	0.64	0.0079	1.01	0.56
Al_2O_3 . . .	14.92	0.1459	16.24	15.07
Fe_2O_3 . . .	2.11	0.0132	1.63	2.03
FeO . . .	4.33	0.0602	4.85	2.25
MnO . . .	0.09	0.0012	0.18	0.09
CaO	4.31	0.0768	4.57	4.61
MgO . . .	4.97	0.1232	2.41	3.67
K_2O	5.52	0.0586	5.36	4.50
Na_2O . . .	3.45	0.0556	3.98	4.35
	0.28	0.0019	0.20	0.33
Пот. при прок. . . .	0.85	—	0.89	0.41
Гигр. H_2O .	0.22	—	—	—
	100.54%	—	100.08	99.89

I. Гранито-сиенит с р. Колы. Кольский п-в (обр. № 615).

II. Кварц-монцонит. Предаццо. Монте Мулатто (с 0.38% ZrO_2) (III, *234* стр. 147).

III. Монцонит бедный цветными минералами. Монтана-Иогопик (Jogo Peak) 0.27% BaO, 0.10% SrO, и следами Cr_2O_3 и Li O (III, *234*, стр. 147).

Магматическая формула по Левинсону-Лессингу (№ 615):

$2.37\ \overline{RO},\ R_2O_3 \cdot 6.18\ SiO_2$; $R_2O:RO = 1:2.30$; $\beta = 54.7$; $\alpha = 2.30$ порода близка к сиенитам.

Формула по Ниггли:

si = 178.7; ti = 14; p = 1.9; al = 26.79; fm = 38.5; c = 14.1; alk=20.7; k = 0.51; mg = 0.59; c/fm = 0.37. Сечение III; натрово-кварцевый сиенит, но по k близка к гранито-сиенитам.

15. АМФИБОЛИТЫ ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ

Породы этой группы всегда обладают ясно (и даже резко) выраженной сланцеватостью и кристаллобластической структурой.

По минералогическому составу группу эту можно разделить на содержащие кварц и бескварцевые амфиболиты.

В содержащих кварц разностях плагиоклаз содержит 33.18% An, сдвойникован по альбитовому закону и часто с обратной зональностью.

Амфибол—то обыкновенная роговая обманка, то обладает свойствами $2V\ (\ddagger) = 65°$; $\rho > v$ сильная; $ng : C = 16°$; ng — сине-зеленый $>$ nm оливково-зеленый $> np$ зеленовато-желтый; $(ng - np) = 0.019$.

Эти оптические свойства указывают на большое содержание главкофана в этом амфиболе. Амфибол обычно вытянут по сланцеватости и ассоциирует с биотитом, если последний содержится в породе.

Иногда присутствует биотит, и всегда содержится сфен, достигая иногда больших количеств. Очень редко сфен отсутствует (обр. № 2015).

Добавочные—руда, апатит, ортит (иногда в большом количестве).

В одном образце паргаситового амфиболита (обр. № 1612)—плагиоклаз содержал 75% An, амфибол $2V\ (\ddagger) + 69°$, $ng : C = 16°$; бесцветный и сдвойникован полисинтетически.

Амфиболит, содержащий кварц, встречен один раз.

Амфиболит микроклиновый. В этой породе, кроме плагиоклаза (38% An), содержится в большом количестве микроклин. Кроме того, порода изобилует амфиболом актинолитового характера, проросшим кварцем, биотитом зеленовато-бурого цвета и содержит кварц, кальцит и сфен в довольно большом количестве.

Эпидотовый амфиболит. Встречен в ассоциации с плагиоклазовым амфиболитом. Плагиоклаз в незначительном количестве (34% An) замещен эпидотом. Амфибол $2V\ (\ddagger) = 73.5°$; $\rho > v$ сильная; ng темно-сине-зеленый $\geqslant nm$ темнооливково-зеленый $> np$ зеленовато-желтый. Кроме того, порода содержит кварц, биотит, сфен и руду.

16. АМФИБОЛО-БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ И МИГМАТИТЫ

Геологически ассоциируют с породами диоритового ряда. Породы эти обладают также отчетливой и иногда резко выраженной сланцеватостью и кристаллобластической структурой.

Состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит, эпидот (часто); добавочные—апатит, циркон, руда. Изредка наблюдался микроклин.

Плагиоклаз большей частью с антипертитовыми вростками и содержит 22, 24, 28, 30, 33% An. Изредка сохраняются следы запыленности. Кварц обычный. Амфибол и биотит в очень колеблю-

щихся количествах, причем первый иногда в виде ничтожной примеси. Поэтому можно различать лейкократовые и мезократовые разности, обычно сочетающиеся в виде полосатой текстуры. В некоторых случаях амфибол пойкилитически пророс кварцем. Если имеется биотит, то он ассоциирует с амфиболом, и здесь же появляется эпидот часто идиоморфный. У амфибола определено 2 V (+) — 70°; $\rho > v$; $n_g : C = 15—16°$; n_g — зеленый $> n_m$ бледнооливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый. В других случаях определено 2 V (+) — 77°, — 60°, — 45° (сине-зеленый амфибол).

Биотит ассоциирует с амфиболом, его замещая, иногда с кварцем образует срастания, близкие симплектитам. Эпидот идиоморфный сопровождает биотит или рассеян в породе. В некоторых образцах наблюдался сфен. Руда иногда развита мезостатически и скопляется в довольно значительных количествах в мезократовых разностях.

Микроклин встретился в одном образце в небольшом количестве, располагаясь в мезостазисе.

Биотитовые гнейсы и мигматиты. Геологически часто породы эти обнаруживают связь с амфиболо-биотитовыми гнейсами, но, повидимому, распространены более широко. Микроскопически тождественны олигоклазовыми гранитам.

В отличие от предыдущей группы эти породы не содержат амфибола, или же амфибол в ничтожной примеси, и часто содержат микроклин.

Различаются лейкократовые и мезократовые, сланцеватые и массивные разности.

Плагиоклаз—с содержанием 20, 26, 28% An. Кислые его разности встречены чаще, в более основных отмечен антипертит.

В разностях с кислым плагиоклазом появляется микроклин, иногда в значительном количестве. Геологически эти разности появляются, повидимому, при инъекции микроклиновым гранитом.

Биотит часто ассоциирует с идиоморфным эпидотом и иногда облекает светлые минералы, образуя своеобразную сланцеватую роговиковую текстуру, как уже выяснялось для гранатовых и биотитовых гнейсов.

Кварц обычный. Эпидот иногда обильный и обрастающий ортит. Часто содержится сфен. Добавочные—апатит, циркон, и руда, иногда с мезостатическим развитием.

17. ЖЕЛЕЗО-РУДНЫЕ СЛАНЦЫ

К комплексу гиперстеновых диоритов приурочены различного типа пироксено-магнетитовые сланцы, генетически с ними связанные. Обнаружено было до 17 выходов руды, разбросанных в различных районах. Отсылая читателя к описанию обнажений, здесь кратко охарактеризуем геологические условия встреченных месторождений.

А. Район на восток от Мурманской жел. дор.

1) Т. Нитянанакынч (обнажение № 1847, 1855). В южном выходе рудного кварцита в висячем боку (простирание СЗ, падение 80° на ЮЗ) располагаются гранат-содержащие микроклиновые гнейсо-граниты, сменяющиеся ороговикованными горнблендитами (обр. № 1614) (биотитизация), прорезанными кварцевыми пластовыми жилами с гранатом и иногда магнетитом. Далее на СВ обнажаются пироксено-магнетитовые сланцы (обр. №№ 1615 и 1611), общей мощностью до 9—9.5 м. Магнетитовый сланец местами инъецирован жилками кварцево-гранатовой породы, и здесь происходит обогащение рудой в виде жилок до 1—2 см мощностью, но жилки эти в кварцевой породе становятся редкими.

На северо-востоке рудное тело замыкается биотитовыми гнейсами (полевое определение).

2) Т. Мелкяурпахк (обнажение 1856). Выходы рудного сланца (обр. №№ 1704 и 1607) располагаются среди гиперстенового гнейса (обр. № 1620). Мощность одного выхода до 1 м.

3) Т. Пулвыд (обнажение 1891). В гранатовых амфиболитах (полевое определение) располагаются пироксеновые сланцы (обр. № 1642) с рассеянным в них магнетитом. Амфиболиты же заключены в гранатовые гнейсы.

4) Т. Волшпахк (обнажение 1894). Разрез рудной толщи такой:

a) Гиперстено-магнетитовый сланец, то сильно обогащенный магнетитом (обр. № 1631), то почти его не содержащий (обр. № 1633), мощностью около 8 м.

b) Амфиболит (габбро) 20 м (полевое определение),

c) Гиперстено-магнетитовый сланец (обр. № 1635, см. далее анализ в табл. 41), мощность 1.5 м.

d) Пачка габбро-амфиболитов с переходами от гиперстенсодержащего амфиболового габбро-амфиболита (обр. № 1636, см. анализ табл. 32, 33) к таковому же с диопсидом (обр. № 1637) и, наконец, к породе типа горнблендит-амфиболита (обр. № 1638). Серия этих пород прорывается жилой пегматита-диорита и в лежачем боку кварцево-полевошпатовой жилой, содержащей гранат, общая мощность 33 м.

e) Мощная пачка, в которой в висячем боку расположен оливино-пироксеновый и пироксеновый сланец (обр. №№ 1639 и 1641), затем гранатовые амфиболиты (полевое определение) с размером зерен темного минерала до 7—10 см (пироксен). В этой породе располагаются участки гранатовой породы с черной шпинелью (обр. № 1640) и кварцем. Затем следует пироксеновый сланец с вкрапленностью редкого магнетита (около 16 м), а далее снова гранатовый амфиболит (полевое определение).

Общая мощность пачки 45—50 м.

f) Южнее, после перерыва, в обнажениях следуют гранатовые гнейсы и сланцеватые биотитовые гнейсы, в которых заключены пачки амфиболитов сильно сплоенных и пачки кварцево-гранатовой породы.

5) Т. Волшпялгынч (обнажение 1904). Пачка пироксено-магнетитовых сланцев с небольшим содержанием магнетита (обр. № 1644), мощностью около 14 м, и на север от нее после перерыва в обнажениях выходят биотитовые гнейсы (диорито-гнейсы).

6) Т. Якимпахк (обнажение 1913). В полосатых диоритах включена пластообразная залежь (40 см) габбро, обогащенная магнетитом (обр. № 1653). В нем же заключены полосы, сильно обогащенные темными минералами.

7) Т. Сыдрандыч (обнажение 1917). Пироксено-магнетитовый сланец (обр. № 1659), мощностью 4 м, залегает в виде пласта в гиперстеновых диоритах.

8) Т. Нудкеврь-лумбулпакынч. Изолированные выходы пироксено-магнетитового сланца (обр. №№ 1662—1663) залегают среди поля гранатовых гнейсов.

9) Т. Радьпахк (обнажение 1933). В гнейсо-диорите встречено 2 пласта в 1 м и 0.5 м пироксено-магнетитового сланца (обр. №№ 1673—1674).

10) Т. Энкедьгпахк (обнажение 1962). Среди поля пироксеновых гнейсо-диоритов выходит пласт гиперстено-магнетитового сланца (обр. №1684), переходящего в амфиболо-магнетитовый сланец (обр. № 1683).

11) Т. Лейбпахк (обнажение 1966). Среди поля гнейсо-диоритов залегает пласт гиперстено-магнетитового сланца (обр. № 1686) переходящего в амфиболо-магнетитовый сланец (обр. № 1685), мощность около 6 м.

12) Т. Раматуайвинч (обнажение 1981). Гнейсо-нориты, сильно обогащенные магнетитом (обр. № 1687).

13) Т. Чоккондьвыдынч (обнажение 1671). Пироксено-гранатовая порода (обр. № 1998) переходит в породу, обогащенную магнетитом (обр. № 1999). Мощность до 7 м.

14) Т. Вульбуайвинч (обнажение 1783). В силлиманито-гранатовых гнейсах (обр. № 2024) залегает пачка пироксенового габбро-амфиболита (обр. № 2025), в которых расположены тонкие прослойки пироксено-магнетитового сланца (обр. №№ 2023 и 2026). Прослои осланцованы и частью тут же выклиниваются; мощностью от 0.25 до 1.5 м. Пачка этих пород прорывается пластовой жилой пегматитового гранита.

15) Район Шонгуй-вараки (обнажение 1632). Обнажение гиперстено-магнетитового сланца (обр. № 1988), переходящего в вися-

чем боку в грюнерито-магнетитовые сланцы (обр. № 1989). Простирание СЗ, падение на ЮЗ ∠ 60°. В пласте имеются прослои амфиболовых (пироксеновых?) сланцев и согласная жила розового пегматитового гранита, а также кварцево-гранатовая жилка с магнетитом. В лежачем боку выходит пироксено-плагиоклазовый габбро-амфиболит (обр. № 1990). Контакта с рудой не видно. Общая мощность рудного комплекса около 12—14 м.

В. Район между рр. Туломой и Колой

16) Т. Эльвыдынч (обнажение 1498). Пироксено-магнетитовый сланец (обр. №№ 1719 и 1719а) залегает среди поля гранатовых гнейсов. В другом месте (обнажение 1501) пироксено-магнетитовый сланец (обр. № 1715—1717) залегает в гиперстеновом гнейсо-диорите (обр. № 1714). Один слоик 80 см, другой в виде тонкой прослойки, содержащей линзообразное включение гранато-кварцевой породы с полевым шпатом.

С. Район на запад от р. Туломы

17) Железная варака (обнажение 927). Обнажение находится среди поля микроклиновых гнейсо-гранитов. В выходе обнаружена порода, состоящая из перемежающихся полос пироксено-магнетитового сланца с гранато-магнетитовым сланцем (обр. №№ 1441—1442), мощность до 20 см. В висячем боку к этой породе примыкает габбро-норит (обр. № 1443) с гранатом и рудой. В другом выходе обнажается кварцевая жила, прорывающая по сланцеватости гиперстеновый гнейсо-диорит (обр. № 1445). Кроме того, гиперстеновый гнейсо-диорит прорывается пегматитом диорита (обр. № 1448) и содержит прослойку магнетито-гранатовой породы (обр. №№ 1444 и 1446).

18. ОПИСАНИЕ МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД

Среди пород данного комплекса, содержащих много магнетита, прежде всего надо выделить те, в которых *наблюдался плагиоклаз и его заместитель—гранат.*

Магнетитовый гнейсо-норит (обр. № 1687)—т. Раматуайвинч, описанный выше. Магнетит в этой породе располагается мезостатически и по трещинам. Плагиоклаз сохранил запыленность и содержит игольчатые включения.

Магнетитовый габбро-норит (обр. № 1653)—т. Якимпахк; порода с неравномерным распределением в виде полос темноцветных компонентов. Текстура сланцеватая. Плагиоклаз с сохранившейся запыленностью и иногда с вростками антипертита и с содержанием 62% An. Гиперстен 2 V (‡)—54°, интенсивно розового цвета. Диопсид 2 V (‡)+ + 59°, +60°; $n_g : C = 41°$; $n_g - n_p = 0{,}027$ (20 — 30% геденбергита). Немного биотита. Магнетит располагается или включенным в различные минералы (ксеноморфный и редко в октаэдрах), большею частью образуя мезостатические крупные выделения. Порода эта

частью окварцована путем замещения плагиоклаза кварцем и переходит в бесплагиоклазовый пироксено-магнетитовый сланец (обр. № 1653).

Магнетито-гиперстеновый диорит (обр. № 1646)— т. Волшпялгынч. Типичный гиперстеновый гнейсо-диорит с запыленным и антипертитовым плагиоклазом с 44% An, гиперстеном 2V (‡)—63° и биотитом, но сильно окварцованный и местами с обильными выделениями магнетита (мезостатически и по сланцеватости). Ясно видны коррозия и вытеснение плагиоклаза кварцем. В кварце редкие то округлые, то идиоморфные включения магнетита и апатита и обильные включения жидкости. Биотит иногда вокруг руды. В связи с этой породой находится пироксено-магнетитовый сланец (обр. № 1647, см. далее), отличающийся только отсутствием плагиоклаза и присутствием диопсида (незначительное количество). В гиперстене 2V (‡)— 52°.

Плагиоклазо-магнетитовый сланец (обр. № 1673)— т. Радьпахк; порода состоит из кварца, гиперстена (2V (‡) — 56°), диопсида (геденбергитового) и магнетита. Но, кроме того, сохранилось несколько зерен плагиоклаза с содержанием 59% An, частью перешедшего в каолинообразное вещество и заключенного в магнетит. Магнетит большей частью в виде крупных мезостатических выделений, вытянутых по сланцеватости, но частью в виде идиоморфных или округлых включений в кварце, но также расположенных параллельно слоистости. Подобного же характера магнетитовый сланец с реликтами плагиоклаза обнаружен был на т. Вульбуайвинч (обр. № 2026—см. микрофото, табл. VI, фиг. 4). Несколько зерен основного плагиоклаза с содержанием 70—75% An сохранилось среди пироксеновых зерен. Пироксен моноклинный 2V (‡) + 60°;, ng : C = 43°; n_g — —n_p = 0.029. Вместе с пироксеном ассоциирует небольшое количество обыкновенного амфибола. Магнетит расположен мезостатически. Порода ассоциирует с магнетитовыми сланцами, с диопсидо-геденбергитом (обр. № 2023) и иногда с гиперстеном (обр. № 2026а) и пироксеновым габбро-амфиболитом (обр. № 2025).

Магнетито-гранатовое габбро (обр. №№ 1441, 1442, 1444, 1446). Железная варака. Порода тождественна гранатовым габбро-норитам, описанным выше (обр. № 1595), но с более обильными выделениями магнетита.

Состав плагиоклаз—57% An, пироксен 2V (‡) + 59°; n_g : C = 43°; — n_g — n_p = 0.024), переходящий в амфибол, магнетит, гранат и кварц в небольшом количестве. Магнетит в виде неправильных выделений, повидимому бывших мезостатическими, и окружен то каймой амфибола, то гранатом, нарастающим в сторону плагиоклаза. В гранате также многочисленные червеобразные выделения руды. Амфибол образован частью за счет пироксена (ромбического) и также перепол-

нен выделениями руды. Порода эта содержит прослои (пластовые жилки), содержащие магнетит, диопсид+амфибол и кварц, т. е. по составу отвечающие пироксено-магнетитовому сланцу.

В других случаях амфиболизация пироксена совершается нацело (обр. № 1444), или же подобного типа габбро прорезается амфиболо-кварцевыми прожилками (обр. № 1446).

Замещение кварцем плагиоклаза иногда идет нацело, и образуется порода, состоящая из кварца, граната, амфибола и магнетита (обр. № 1442), в которой сохраняются лишь тонкие слоики плагиоклаз содержащего габброида.

На т. Волшпахк гранато-магнетито-кварцевая порода содержит немного черной шпинели (обр. № 1640) и располагается среди габбро-амфиболитов (полевое определение). Под микроскопом в магнетите такой породы обнаружен полуразложенный плагиоклаз.

Сюда же можно причислить гиперстено-гранатовые сланцы. встреченные на т. Пахтварьяурпакынч (обр. № 1625), на т. Мелкяурпахк (обр. № 2035—среди гранатовых гнейсов) и на т. Чоккондьвыдынч обр. № 1998).

Породы эти содержат, кроме, того, немного кварца, биотита, амфибола), диопсида и магнетита. В последнем случае гранато-гиперстеновый сланец переходит в гиперстено-магнетитовую породу (сланец обр. № 1999).

Все остальные типы магнетитовых пород этого комплекса являются не содержащими полевого шпата или граната, но содержат всегда моноклинный или ромбический пироксен и амфибол, в переменных количествах.

По минералогическому составу можно выделить следующие разности

Гиперстено-магнетитовые сланцы (обр. №№ 1634, 1635 1999). Состав: кварц, магнетит, гиперстен в колеблющихся отношениях друг к другу. Гиперстен $2V\ (\pm) = 76°$; $\rho > v$ сильная; $n_g - n_p = 0.011$; полихроизм в желтовато-розовых и зеленоватых тонах (обр. № 1635). Часто прорастает тонкими пластинками моноклинного пироксена. Небольшая примесь моноклинного пироксена (обр. № 1635) и редко замечается переход в антофиллитового характера амфибол с выделением карбоната (обр. № 1999). Кварца во всех этих породах немного; магнетит то мезостатически расположенный, то как включение в гиперстене в кварце и в таких случаях иногда идиоморфен.

Сюда же можно причислить гиперстеновый сланец с примесью магнетита (обр. № 1633).

Породы эти ассоциируют частью с амфиболовыми габбро-амфиболитами, а частью с гиперстено-гранатовыми сланцами.

Обр. № 1635 с т. Волшпахк был проанализирован аналитиком М. Селютиной в лаборатории ЦНИГРИ. Опробование на содержание

V_2O_5 аналитиком Б. Платуновым в той же лаборатории дало отрицательные результаты (обр. № 1634).

Таблица 41

№ 1635		Формула по Ниггли
SiO_2	45.34	si=100; c=5.7; fm=94.2; c/fm=0.06
TiO_2	следы.	mg=0.08
Al_2O_3	нет	
Fe_2O_3	16.39	
FeO	31.12	
CaO	2.44	
MgO	2.31	
MnO	0.17	
K_2O	—	
Na_2O	—	
Пот. при прок.	0·46	
Гигр. H_2O . .	0.20	
	100.45	

Группа магнетито-диопсидо-геденбергитовых сланцев (обр. №№ 1607, 1715, 1716, 1717, 1719 а, 1644). Диопсид-геденбергит с константами 2V (‡) + 60°; $n_g : C = 44°$; $n_g - n_p = 0.026$ (обр. № 1715) 2V (‡) + 60°, $n_g : C = 43°$, $n_g - n_p = 0.024$ (обр. № 1607); 2V (‡) + 62°, $n_g : C = 43°$ $n_g - n_p = 0.023$ (обр. № 1644). Диопсид-геденбергит имеет почти всегда отдельность (двойники) по (001), иногда сопровождается зеленым амфиболом, повидимому, образовавшимся за его счет. Магнетит то мезостатический, то идиоморфный в октаэдрах в кварце, то полосами—сростками, располагающимися по сланцеватости.

Группа магнетитовых сланцев с диопсид-геденбергитом и гиперстеном (обр. №№ 1611, 1615, 1615а, 1643, 1659, 1662, 1663, 1674, 1684, 1685, 2023, 2026а). Гиперстен 2V (‡) — 49°, — 51.5°, — 54°, — 76° (полихроизм от розового до серовато-зеленого). Диопсид-геденбергит 2V (‡) + 60°; $n_g : C = 43°$; $n_g - n_p = 0.029$ (обр. № 2026а); 2V (‡) + 60°, $n_g : C = 45°$; $n_g - n_p = 0.026$ (обр. № 1663); $n_g : C = 43°$; $n_g - n_p = 0.026$ (обр. № 1684); 2V (‡) + 58°; $n_g : C = 44°$; $n_g - n_p = 0.026$ (обр. № 1185). Отметить следует, что особенно интересны здесь типы пород, в которых кварц переполнен обильными включениями, частью идиоморфного магнетита (обр. №№ 1611, 1615).

Сюда же можно отнести гиперстено-диопсидо-геденбергитовый сланец с небольшим количеством кварца и выделениями магнетита по трещинам темных минералов (обр. № 1641). Пироксен 2V (‡) + 59°, $n_g : C = 46°$; $n_g - n_p = 0{,}024$.

Группа магнетитовых сланцев с пироксеном и амфиболом (обр. №№ 1441, 1642, 1683, 1686, 1988, 1989). Пироксен встречается не во всех представителях этой группы. Диопсид-геденбергит 2 V (‡) + + 58°; $n_g : C = 42°$; $n_g - n_p = 0.024$ (обр. № 1642); 2V (‡) + 59°, $n_g : C = 43°$; $n_g - n_p = 0.024$ (обр. № 1686). Гиперстен 2V (‡) — 56° (обр. № 1686). Амфибол большей частью возникает отчетливо за счет

гиперстена в осланцованных породах и обладает различными оптическими свойствами $n_g : C = 17°$; $n_g - n_p = 0.021$ (обр. № 1686) $n_g - n_p = 0.031$ и $n_g : C = 18°$ (обр. № 1642); 2 V (+) — 73°; $n_g : C = 16°$; $n_g - n_p = 0.021$—бледнозеленый и 2 V (+) — 70°; $n_g : C = 17°$ и $n_g - n_p = 0.024$ бесцветный (обр. № 1683); 2 V (+) — 79°; $\rho > v$; $n_g : C = 16°$, $n_g - n_p = 0.034$, бесцветный (обр. № 1988/1989).

Последний тип роговой обманки принадлежит грюнериту (обр. № 1988/1989) и обладает типичным для этого амфибола полисинтетическим сложением и встречается вместе с диопсидом.

Фаялито-пироксеновый сланец (обр. № 1639). Встречен один раз в ассоциации с гиперстеновым и гиперстено-магнетитовым сланцем. Состав: фаялит—2 V (+) — 59°, $\rho > v$; $n_g - n_p = 0.047$; гиперстен 2 V (+) — 59°; $n_g - n_p = 0.018$; диопсид-геденбергит 2 V (+) + 60; $n_g : C = 43°$; $n_g - n_p = 0.026$, кварц, магнетит и немного амфибола и апатита. Обычно фаялит окружен венчиком из аггрегата гиперстена, или в гиперстене замечается закономерность в расположении, заключающаяся в том, что он ориентирован своей осью C $\perp$ к поверхности фаялита. Таким образом, фаялит является изолированным от кварца. Руда в небольшом количестве выделяется по трещинам темных минералов.

ГЕНЕЗИС ПОРОД КОМПЛЕКСА ГИПЕРСТЕНОВЫХ ДИОРИТОВ

19. О ПРИРОДЕ КОМПЛЕКСА

О магматической природе описываемого комплекса гнейсо-диоритов можно судить по различным данным.

Сюда, например, относятся такого рода геологические данные, как, хотя и редко наблюдавшееся, интрузивно-несогласное залегание группы пород „перидотит-пироксенит-диорита" в гранатовых гнейсах на т. Грудин и жильного диорита, секущего гнейсовидные полосатые диориты того же минералогического состава на т. Чокуавиш, между рр. Тулома и Кола, или, наконец, включения обломков сланцеватого амфиболита в диорито-гнейсах, наблюдавшиеся на т. Ссывер (см фото табл. VIII, фиг. 1).[1]

Наблюдавшиеся пластовые интрузии диоритов, к тому же обладающие гнейсовой текстурой, конечно, не могут быть решающими в этом вопросе.

Другим доказательством являются пегматиты диорита, сопровождающие гнейсо-диориты.

Для толкования возникновения этих пегматитов в смысле ультраметаморфизма Холмквиста (P. Holmkwist, III, *178*), т. е. рассматривание их как латеральсекреционные вениты высокотемпературного

[1] См. также примечание на стр. 176.

генезиса, как будто бы нет никаких оснований. Подобные вениты А. Е. Ферсман называет палингенетическими пегматитами (III, *134*). Точно так же нет оснований предполагать, что диорит-пегматиты являются остаточными растворами более кислой магмы гранитов после реакции обмена с породами заключающей их свиты. Такие пегматиты для гранитной магмы А. Е. Ферсман называет контактовыми и мигматитовыми пегматитами (III, *50*, *134*).

Точно так же приведенные выше химические анализы различных представителей этого комплекса пород указывают на их магматическую природу.

Наконец, и ряд чисто петрографических признаков иногда говорит определенно (минералогический состав и структура) о магматической природе описываемых образований (см. выше и далее).

20. ПЕРИДОТИТЫ, ПИРОКСЕНИТЫ И ГОРНБЛЕНДИТЫ

Переходя к вопросу о возникновении отдельных типов пород данного комплекса, остановимся первоначально на ряде основного состава.

Перидотиты и часть пироксенитов обнаружены были или в виде самостоятельных интрузий среди поля гранатовых и слюдяных гнейсов, или же на окраине поля развития комплекса пироксеновых гнейсов. Конечно, отсутствие детальных исследований не позволяет возводить таковое их распространение „в правило", но возможно, что здесь отражается проявление общеизвестной приуроченности основных диференциатов магмы к окраинам интрузивного тела. Отметим также, что наблюдавшиеся в окрестностях т. Грудин на окраине массива перидотиты-пироксениты (и сопровождающее их габбро) все же развиты не в контакте с гранатовыми гнейсами, а как обособления в пироксеновых диоритах.

Подобного же характера обособления пластообразной формы (линзы) ариежитов были встречены среди поля гиперстеновых диоритов на т. Пуадзпахк и Куадуайвинч в районе Пулозера. Границы этих обособлений к окружающим породам достаточно резки, и основные породы прорываются жилами диорита (или пегматита).

Полевые наблюдения не дали никаких материалов для суждения о возникновении этих основных выделений (ликвация или кристаллизационная диференциация), одно только является несомненным, это их наиболее раннее образование (обособление), чем более кислые породы того же комплекса.

Установить порядок кристаллизации минеральных компонентов в перидотитах трудно вследствие измененности этих пород.

Одно только ясно, что оливин здесь выделялся первым, и иногда бывает ясно видно образование гиперстена по резорбированному оли-

вину — очевидно согласно известной после работ Боуена реакции взаимодействия оливина с SiO_2 магмы (N. Bowen, III, *84*).

В каком порядке происходила кристаллизация гиперстена, амфибола и диопсида—установить по структуре невозможно.

Что касается шпинели, то таковая, с одной стороны, является всегда ксеноморфной и в то же время включена во все минералы породы, а, с другой стороны, иногда является развитой вместе с магнетитом мезостатически.

Эккерман (H. Eckermann III, *114*, стр. 248) предполагает, что в гарцбургитах Мансио (Mansjö) шпинель могла возникнуть при образовании кальцийсодержащего гиперстена при участии анортита магматического расплава по реакции:

$$\underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{гиперстен}}{(Mg, Fe)\ SiO_3} + 2\ \underset{\text{оливин}}{(Mg, Fe)_2SiO_4} =$$
$$= 4\ \underset{\text{гиперстен}}{(Mg, Fe)\ SiO_3CaSiO_3} + \underset{\text{шпинель}}{(Mg, Fe)Al_2O_4} \quad (15)$$

Однако такой способ образования шпинели мог бы объяснить ксеноморфизм только того плеоназта, который включен в гиперстен и в амфибол, образованный по гиперстену.

Таким образом, можно предположительно наметить следующий порядок кристаллизации перидотита: шпинель—оливин—(гиперстен + + амфибол + диопсид + шпинель) — (шпинель + магнетит) — (плагиоклаз).

После образования этих минералов происходило их частичное изменение: оливина, пироксенов и амфибола в постериорный амфибол (актинолитового характера).

При изменении первичного амфибола происходил распад твердого раствора с выпадением мелких включений руды, иногда располагающихся в виде магнетитовой сеточки.

Наконец, в еще более позднюю стадию происходило изменение оливина в серпентин.

В а р и е ж и т а х же иногда удается видеть, что первичный амфибол обладает высоко развитым идиоморфизмом по отношению к обоим пироксенам, но чаще включенные в оба пироксена зерна амфибола являются округленными, что очевидно служит указанием на их частичную резорбцию. В то же время включений обоих пироксенов в амфиболе не наблюдалось. Такие данные позволяют предполагать, что порядок кристаллизации минеральных компонентов ариежита был таков: амфибол $\rightrightarrows$ (гиперстен + диопсид) — плагиоклаз. Стрелка обозначает растворение выделившегося компонента.

Следует еще отметить здесь, что в небольшой интрузии перидотит-пироксенит-диорита на т. Грудин породы располагаются в перечисленном порядке, следуя от контакта к внутренней части

интрузии. Такое распределение, очевидно, в общем следует последовательности кристаллизации, определяемой серией реакций Боуена (N. Bowen, III, *81*) и отчасти подтверждает предположение о наиболее раннем обособлении основных пород в изучаемом комплексе.

Горнблендиты встречены были также в краевой части массива и в сопровождении амфиболового габбро (и различных пироксено-магнетитовых сланцев). Структура их паналлотриоморфная, так что о последовательности кристаллизации судить трудно, и только ясно видно, что редкие зерна плагиоклаза выделились позже амфибола, так как последний идиоморфен по отношению к первому.

21. АМФИБОЛОВОЕ ГАББРО, НОРИТЫ, ГАББРО-НОРИТЫ

Представители группы пород, названной мною амфиболовым габбро (амфиболитом), всегда (как и ариежиты и горнблендиты) обладают паналлотриоморфной и даже кристаллобластической структурой и иногда ясно выраженной сланцеватостью. По структуре часто это настоящие гнейсы.

Их плагиоклаз при основности не сохранил признаков магматической природы, что наблюдается часто у диоритов. Иногда в нем появляется пятнистая зональность состава, типичная для перекристаллизованных пород. Диопсид и гиперстен не обнаруживают также каких-либо признаков магматического их происхождения. Однако амфибол этих пород частью обладает зеленой окраской, но часто имеет бурый и даже коричневый цвет. В некоторых образцах амфибол выделяет сетчатые включения руды и является совершенно тождественным первичному амфиболу протеробазов (палеозойских) того же района, но в жильном залегании.

На основании известных экспериментальных работ Коцу (Kôzu, III, *202*), и в особенности Бернеса (E. Barnes, III, *68*), над изменением оптических свойств железосодержащих амфиболов при нагревании, можно предполагать, что изучаемые породы, обладающие бурокоричневым амфиболом, или подвергались вторичному нагреванию до 750—800° С, или же кристаллизовались при температуре выше 750—800° С. Геологическая обстановка как будто бы не дает никаких оснований для подтверждения первого предположения (отсутствие по соседству более молодых интрузий).

С другой стороны, надо отметить, что амфиболиты с бурым амфиболом встречались в породах, определяемых исследователями как пара-амфиболиты (гранатовые) (см. A. Marchet, III, *211*, стр. 494), или в ассоциации с известняками, несомненно происходя за счет последних (см. A. Holmes, III, *175*, стр. 58).

Однако приведенный химический анализ нашего амфиболового габбро-амфиболита говорит о магматическом составе этой породы (см. табл. 32 анализ № 1636).

Поэтому предположение, что в коричневом, буром и буро-зеленом амфиболе этих пород мы имеем реклит первичного магматического амфибола, частично изменившегося в последнюю стадию формирования горной породы путем восстановления окиси железа и частью, может быть, выделения из твердого раствора магнетита, не невозможно.

Такие представления и послужили основанием для наименования этих пород амфиболовым габбро-амфиболитом. Последняя приставка „амфиболит" может опускаться в случае меньшей измененности породы.

Сказанное в отношении амфиболового габбро-амфиболита в равной степени применимо и к вышеупомянутым горнблендитам, так как и их амфибол также иногда имеет бурый цвет.

Следует еще отметить, что в амфиболовом габбро, при общей ксеноморфности амфибола, все же иногда наблюдается его идиоморфизм по отношению к плагиоклазу и к обоим пироксенам, а также и то, что остатки округленного корродированного амфибола постоянно включены в пироксены, тогда как обратное явление встречается исключительно редко.

Такие явления, подобно тому, что указано было для ариежитов, приводят также к предположению о более ранней кристаллизации в этих породах амфибола, т. е. устанавливают тот же порядок кристаллизации, который был указан ранее для ариежитов.

Если это соображение является справедливым, то бурый и коричневый цвет амфибола дает указание на начальную температуру кристаллизации магматического расплава не ниже 750—800° С и не выше 1050°, так как при данной температуре роговая обманка диссоциирует. Числа эти не выходят за пределы тех предположений, которые недавно указаны были Ларсеном (E. Larsen, III, *202*) для базальтовой магмы—800—900° С в большинстве случаев и редко температуры, доходящей до 1000° и даже 1260° С. Само собой разумеется, что первоначальная температура интрудировавшей магмы могла быть и выше указанных пределов.

Помимо указанных изменений первичного амфибола и плагиоклаза, пироксены этих пород иногда изменяются в амфибол, проросший каплевидным или червеобразным кварцем. Иногда такая амфиболизация идет до конца и сопровождается обильным образованием биотита, что указывает на образование последнего, частью, в позднейшую стадию эволюции породы. Вайринен дает следующую реакцию для процесса амфиболизации пироксена (H. Vayrynen, III, *284*, стр. 68):

$$2(m+n)\underset{\text{гиперстен}}{FeSiO_3} + m\,Ca\,Mg\,(SiO_3)_2 + n\,Ca\,Al_2\,Si_2O_8 = \underset{\text{диопсид}}{\qquad} \underset{\text{анортит}}{\qquad}$$

$$= n\,Ca\,(Mg, Fe)_2\,Al_2\,(SiO_4)_3\,m\,CaMg_3\,(SiO_3)_4 + n\,SiO_2 \quad (16)$$

$$\underset{\text{амфибол}}{\qquad} \qquad \underset{\text{кварц}}{\qquad}$$

В подтверждение расходования при подобной реакции анортита идет образование более кислого плагиоклаза, что и отразилось на понижении основности плагиоклаза до 32% An (обр. № 1645).

Геологически амфиболовые габбро-амфиболиты то находятся в связи с горнблендитами, переходя в них постепенно, то залегают среди пород более кислого ряда—диоритов, образуя довольно резко ограниченные пластообразные (линзы) тела, иногда прорываемые аплитообразными диоритами, что указывает на более раннюю стадию их формирования.

В образце биотитового гнейсо-норита (обр. № 1687) структура позволяет только утверждать, что выделение руды в породе произошло в последнюю стадию, так как руда развита или мезостатически, или же по трещинам, пересекающим различные минералы породы.

Зато плагиоклаз (70%) An сохранил остатки запыленности, свидетельствующие о его первично-магматической природе (см. далее). Биотит ассоциирует с гиперстеном, но не имеет признаков образования его за счет гиперстена (нет симплектитовой структуры).

В габбро-норитах, при их гнейсовидности, структура иногда (образцы с р. Колы) очень напоминает структуру нормального габбро.

Включения корродированных зерен амфибола в диопсид свидетельствует о его раннем выделении и затем последующей резорбции.

Встреченное микро-пегматитовое срастание гиперстена с плагиоклазом свидетельствует, повидимому, об одновременной кристаллизации этих двух минералов, что, вероятно, следует относить к последней стадии кристаллизации породы. Плагиоклаз часто сохраняет здесь остатки первичной запыленности (см. далее), но в гнейсах того же состава приобретает пятнистую зональность состава.

Биотит также приурочен к темным минералам и также не обнаруживает признаков образования за их счет. Кварц, в кварцсодержащих разностях, также как и руда, располагается мезостатически, при этом первый совершенно отчетливо корродирует и замещает плагиоклаз. В одном образце гнейса магнетит сопровождается мезостатически развитым плеонастом, но часть плеоната включена и в плагиоклаз.

Таким образом, предположительно, намечается такой ход процесса кристаллизации:
(шпинель + магнетит) — амфибол $\rightleftharpoons$ (пироксены) — (пироксены + плагиоклаз) $\rightleftharpoons$ биотит — [кварц + (магнетит + шпинель)].

Затем происходила в некоторых случаях частичная амфиболизация пироксенов (и может быть образование биотита). Иногда в габбро образуется гранат, то за счет гиперстена и плагиоклаза, то на границе между рудой и плагиоклазом (вокруг руды).

В первом случае нарастающий гранат идиоморфен по отношению к обоим минералам, иногда повторяет причудливые формы вростков

гиперстена в пегматитовых его срастаниях с плагиоклазом и, наконец, иногда заключает „бронированные реликты" гиперстена („armored relics", P. Eskola, III, *124*). Иногда такой гранат заполнен выделениями червеобразных жилок руды, напоминая по облику мирмекит.

Вайринен дает упрощенное уравнение происходящего здесь процесса (H. Vayrynen, III, *284*, стр. 49), которое в более применимой форме к нашему случаю может быть написано так:

$$\underset{\text{гиперстен}}{2n\,(Fe,\ Mg)\ SiO_3} + (n\ CaAl_2\ \underset{\text{плагиоклаз}}{Si_2O_8}\ m\ NaAlSi_3O_8) =$$
$$= n\ Ca\underset{\text{альмандин}}{(Fe,\ Mg)_2\ Al_2\ (SiO_4)_3} + m\ \underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} + n\ \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \quad (17)$$

т. е. образуется известково-магнезиальный альмандин с освобождением альбита и кварца. В некоторых случаях кварц кристаллизуется, повидимому, в той же породе, но в иных случаях его в породе не наблюдалось, точно так же, как никогда не наблюдалось выделений альбита или альбитизации плагиоклаза (!).

Если такое понимание образования граната правильно, то надо предполагать, что в случае отсутствия сопровождающих минералов они были вынесены растворами, возбудившими и самый процесс трансформации, или же частью израсходованы на образование иных минералов (например амфибол?).

Интересно отметить, что в описанном гнейсе гранат располагается в прослойке породы, плагиоклаз которой подвергся изменению в слюдистый минерал—серицит (?), что указывает, очевидно, на путь движения действующего раствора.

Трудно сказать, является ли место образования граната около руды только центром его кристаллизации, или же реакцией взаимодействия между плагиоклазом и рудой, но более вероятно последнее толкование. В таком случае процесс этот мог происходить только при привносе SiO_2

Наконец, следует ли приписывать образование срастаний руды с гранатом последующему распаду граната, или же просто выпадению избыточной руды при реакции между богатым железом гиперстеном и плагиоклазом—осталось неясным.

Время возникновения граната предшествовало окварцеванию породы (или частью сопровождало его), но было после образования мезостатического магнетита.

Габбро-нориты в обоих встреченных случаях ассоциируют с гиперстено-диопсидовыми диоритами (на р. Коле и на Железной вараке).

22. ДИОРИТЫ

Для обширной группы диоритов структура образца жильного диорита прекрасно определяет последовательность кристаллизации

вплоть до последней стадии эволюции породы. Здесь видно, что кварц кристаллизуется после плагиоклаза и *частью вместе с магнетитом*, так как оба минерала, располагаясь мезостатически, являются друг по отношению к другу ксеноморфными. Что касается момента образования пироксена, то вследствие его трансформации в амфибол, при возможном участии в этой реакции изменения плагиоклаза, как указывалось выше, вопрос этот остается неясным (см. табл. VI, фиг. 1).

Однако в лейкократовых разностях гиперстенового и гиперстенобиотитового диорита (и аплита) наблюдались включения в плагиоклазе псевдоморфоз α-кварца по β-кварцу, что указывает на более раннюю стадию начала выделения кварца, чем в предыдущем случае.

В жилах диорита, содержащих обыкновенную роговую обманку, наблюдался ее идиоморфизм (редко) к пироксенам и к плагиоклазу, или же ее включения в те же минералы, обладающие округленными—резорбированными контурами. Подобно предыдущему, это служит указанием на более раннюю стадию выделения амфибола и его последующую частичную резорбцию. Уошингтон (H. Washington, III, *294*, стр. 329), исследуя нориты из Ост Индии, пришел к заключению, что гиперстен и амфибол приблизительно одного и того же времени выделения. В наших породах амфибол является, повидимому, одной из первых фаз кристаллизации составных частей породы, а его темно-зеленая или слегка бурова-то-зеленая окраска дает указание на низкую начальную температуру кристаллизации таких пород — около 750—800° (см. выше об эволюции амфиболового габбро), если только постмагматические процессы не произвели изменения ее конституции и связанных с этим физических свойств амфибола.

Такой порядок кристаллизации магмы, т. е. более раннее выделение амфибола в сравнении с пироксеном, является отклонением от известного правила серии реакций, выведенного Боуеном для нормальной кристаллизации базальтовой магмы (III, *81*).

Однако уже Бекке (F. Becke, III, *73*, стр. 327—336) на основании своих наблюдений над породами Колумбретты (Columbrettes) пришел к выводу, что в интрузивных породах амфибол образуется за счет пироксена, а в эффузивных, обратно, пироксен—за счет амфибола. Последнее явление, по Бекке, следует понимать так, что быстрое понижение давления вызывает новое превращение амфибола в пироксен.

В изучаемом случае не удавалось установить „достоверного" предшественника кристаллизации амфибола. Если процесс шел аналогично представлениям Бекке, т. е. выделению амфибола действительно предшествовала кристаллизация пироксена, впоследствии совершенно резорбированного, то такой ход кристаллизации соответствовал бы вышеупомянутой нормальной серии реакций Боуена, но в нашем случае уже прошел полностью стадию замещения пироксена амфи-

болом, так как несомненных реликтов пироксена в амфиболе не наблюдалось, и очевидно он происходил при условиях высокого давления по представлению Бекке. Какая причина вызвала растворение амфибола, сказать трудно. Быть может передвижение частью раскристаллизованных магматических масс вверх и уменьшение давления могло бы быть достаточной причиной, дабы вызвать растворение амфибола, как это представляет Бекке для эффузивных пород, а может быть здесь происходил более глубокий процесс взаимодействия между магматическим расплавом и выделившейся твердой фазой, приводивший к новому минералообразованию. С этой точки зрения интересно отметить то, что на место резорбируемого амфибола, или вернее после его резорбции в породах, выделяются гиперстен, диопсид и плагиоклаз, о чем можно предполагать по включениям корродированных остатков амфибола, заключенных наподобие „бронированных реликтов" в упомянутые минералы. Эскола (P. Eskola, III, *123*, стр. 90) в своем описании метаморфических пород района Орияpви дает такую реакцию для образования амфибола:

$$\underset{\text{энстатит}}{4(MgSiO_3)} + \underset{\text{диопсид}}{MgCa(SiO_3)_2} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} = \underset{\text{амфибол}}{Mg_2CaAl_2Si_3O_{12}} \cdot Mg_3Ca(SiO_3)_4 + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \quad (17a)$$

При низкой температуре реакция идет слева направо. Возникает, однако, вопрос, не является ли описанное нами замещение растворенного амфибола гиперстеном и диопсидом процессом, характеризуемым реакцией „аналогичного" характера, но протекающей при высокой температуре в обратном направлении? Описанные выше наблюдения, как будто, говорят о возможности такого представления.

Уошингтон при описании подобного типа пород из Ост-Индии отмечает, что первичная роговая обманка появляется с уменьшением содержания SiO_2 и преобладает в меланократовых типах пород (H. Washington, III, *294*, стр. 335).

В таком случае можно предполагать, кроме того, что оба пироксена кристаллизовались более или менее одновременно, и их кристаллизация могла сопровождаться выделением плагиоклаза, что отчасти служит объяснением наблюдаемого ксеноморфизма этой группы минералов в изучаемых породах.

Помимо того, отсутствие включений плагиоклаза в пироксенах (или их редкость) и, наоборот, довольно часто встречающиеся включения пироксенов в плагиоклазе дают указание на несколько более позднюю стадию кристаллизации последнего.

Амфибол и оба пироксена обнаруживают часто выделение сетчатой и табличатой форм включений руды, а гиперстен, кроме того, обнаруживает вростки пластинок моноклинного пироксена (клино-

гиперстен), что указывает на неустойчивость выделившихся фаз и распада твердого раствора при изменении внешних условий—температуры. Такие явления служат также некоторым указанием на пирогенную природу и этих минералов.

Плагиоклаз почти всегда обнаруживает антипертитовые вростки, иногда более густо расположенные по периферии такого зерна. Появление антипертита свидетельствует о медленном охлаждении, сопровождаемом распадом твердого раствора. Однако отсутствие антиперитита не является доказательством, в данном случае, отсутствия изоморфной примеси в плагиоклазе калиевого полевого шпата, как показал это пересчет валового анализа аплит-диорита, в андезине которого содержание ортоклаза достигает 14.58% (см. стр. 202).

Другим замечательным свойством плагиоклаза этих пород является сохраняющаяся его запыленность и иногда выпадение листочков гематита, дающих часто сеточку, расположенную, обычно, в ядре кристалла.

Мне уже приходилось однажды отмечать (А. А. Полканов, III, *37*, стр. 120), что основные породы Кольского полуострова и Беломорья—нориты, габбро-нориты, габбро, различного типа диабазы (и друзиты) в неизменных образцах или в образцах, затронутых только частично метаморфизмом, обладают плагиоклазом, окрашенным в серовато-бурые цвета (в проходящем свете), благодаря его переполнению пылеобразными включениями.

Самыми большими увеличениями это пылеобразное вещество оказалось нерасчленимым. В свежих породах окраска эта становится более густой в более основном плагиоклазе, и если плагиоклаз зонален, или имеет повторяющуюся зональность (в диабазах), то и окраска имеет зональный характер. Замечательно еще то, что в случае если основная порода производит расплавление бокового гранита, как это мною отмечено было еще в 1911—1912 г. (А. А. Полканов, II, *38, 39*), то регенерированная порода обладает плагиоклазом, также иногда окрашенным вследствие подобной же запыленности.

В тех же породах происходящие позднейшие изменения—выветривание или изменения метаморфного характера—приводят сначала к частичному и затем к полному исчезновению запыленности и связанной с ней окраски плагиоклаза.

Подобный характер запыленности позволяет приписывать ей первичную природу, т. е. возникновение при распаде твердого раствора при охлаждении пирогенного плагиоклаза, или является „хорошей диагностикой" для первичной—пирогенной природы такого плагиоклаза, что для друзитовых пород с побережья Белого моря было давно уже указано Е. С. Федоровым (III, *49*).

Следует, однако, отметить, что по вопросу о генезисе такой запыленности нет единодушной точки зрения. В недавно вышедшей

работе своей МакГрегор (A. G. MacGregor, III, *207*, стр. 524) пришел к выводу о постериорной природе такой запыленности плагиоклаза, возникшей вследствие высокотермального контактового воздействия на породу, содержащую основной плагиоклаз. В сопровождающей статью литературной сводке автор указывает ряд многочисленных исследователей, держащихся его точки зрения, но упоминает и ряд петрографов, утверждающих первичную природу такой запыленности (S. Teall, A. Törnebohm, G. Williams, E. Knopf, A. Jonas, H. Insley). К вопросу этому я еще раз вернусь в специальной работе, но думаю, что и вышеотмеченные мною наблюдения достаточно убедительно говорят о возможности и первичной—пирогенной природы такого рода запыленности.

В диоритах изучаемого комплекса плагиоклаз иногда хорошо сохраняет подобного же типа запыленность, равномерно рассеянную по всему зерну, что соответствует отсутствию зональности кристаллизовавшегося в абиссальных условиях плагиоклаза.

Запыленность исчезает вместе с изменениями в породе, и отмечено было также, что к тем же результатам приводит появление биотита и окварцевание породы. В биотито-гиперстеновых диоритах изредка сохраняется запыленность плагиоклаза, а в биотитовых диоритах ее уже совсем не встречалось, как и в гнейсах того же минералогического состава.

Выпадение гематитовых листочков из плагиоклаза также должно относиться к явлениям распада твердого раствора при медленном охлаждении породы (III, *234*, стр. 197; *216*, стр. 768—770).

Таким образом, наличие такого рода явлений служит достаточно веским основанием к представлению, что подобного типа плагиоклаз изучаемого ряда норитов, габбро и многих из диоритов является первичным—пирогенным плагиоклазом, не претерпевшим изменений впоследствии (!).

Биотит в диоритах отмечался трех типов: 1) образующийся вокруг ранних выделений руды, 2) самостоятельно развитый не в ассоциации с гиперстеном или амфиболом и 3) в ассоциации с гиперстеном в виде биотито-кварцевых симплектитов, замещая гиперстен.

Само собой разумеется, что образование биотита требует присутствия в магме щелочей (ортоклаза) и воды и температурных условий, при которых биотит не диссоциирует (ниже 850°, III, *28*), и очевидно также, что первый и третий типы биотита образовались после выделений руды и гиперстена (и амфибола).

Является ли образование биотита вокруг руды в результате реакции взаимодействия между магмой и выделившейся рудой, как это думает Седерхольм (J. Sederholm, III, *250*), или же просто руда служила центром его кристаллизации—судить трудно, но вероятнее, что имело место первое явление.

Для образования биотита за счет гиперстена Вайринен дает следующее уравнение (H. Vayrynen, III, *284*, стр. 48):

$$\underset{\text{ортоклаз}}{4KAlSi_3O_8} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + (4n+1)\underset{\text{гиперстен}}{FeSiO_3} + \underset{\text{вода}}{H_2O} = \\ = \underset{\text{биотит}}{(K_2HAl_3(SiO_4)_3 \cdot n \cdot Fe_2SiO_4)} + \underset{\text{диопсид}}{CaFe(SiO_3)_2} + \underset{\text{кварц}}{(2n+7)SiO_2} \qquad (18)$$

Недостающий в ортоклазе глинозем извлекается из анортита с образованием диопсида. Реакция эта заимствована Вайринен у Эсколя (III, *123*, стр. 81), который вместо гиперстена вводит энстатит и вместо диопсида получает тремолит.

Совершенно очевидно, что такое понимание процесса в нашем случае применимо только для случая образования биотита в породах, содержащих кроме гиперстена диопсид. В биотито-гиперстеновых диоритах, очевидно, процесс идет иным путем,

Образование второго типа биотита, очевидно, происходит прямым выделением из магмы и может быть происходило более или менее одновременно с изменением гиперстена в биотит (см. далее представления Тилли).

В последнюю стадию в диоритах кристаллизуются кварц и руда, располагаясь мезостатически, или же кварц корродирует плагиоклаз, его замещая (!). Выделение руды иногда было несколько более ранним и сопровождало выделение кварца. Для кварца один только раз отмечено было (в амфиболовых диоритах) появление ромбоэдрической трещиноватости, свидетельствующей по Мюгге и Райту и Ларсену об образованиях модификации α-кварца по β-кварцу (O. Mügge, III, *215*; F. Wright a. E. Larsen, III *303*).

Обычно же кварц, интенсивно замещающий полевой шпат, изобилует включениями жидкости, располагающимися потоками, и имеет характер низкотемпературной α-модификации кварца.

Таким образом, для изучаемых диоритов можно предполагать следующий общий порядок кристаллизации минеральных компонентов: руда — амфибол $\rightleftharpoons$ (гиперстен + диаллаг + плагиоклаз) $\rightleftharpoons$ (биотит + плагиоклаз + диопсид)—руда + кварц. Если процесс перехода в раствор амфибола и образование биотита протекали аналогично вышеприведенным реакциям, то в первом случае в магматический раствор возвращался анортит, а во втором случае—альбит реагирующего плагиоклаза.

В лейкократовых разностях, названных мною аплитами, кварц частью выделялся раньше плагиоклаза, и, вероятно, последовательность кристаллизации была такой: кварц—(плагиоклаз + гиперстен + кварц)—кварц + руда.

Вопрос об образовании граната в кислых магматических породах и в гранатовых диоритах освещался различными петрографами различно.

Седерхольм (J. Sederholm, III, *251*, стр. 20) объяснял обильное появление граната в мигматитах и гомогенных гранитах южной Финляндии избытком глинозема в магме, возникшем благодаря захвату и ассимиляции осадочных пород, богатых глиноземом. Такое объяснение считает весьма вероятным и Эскола для гранитов района Орияpви (III, *127*, стр. 30—31) и Озанн (A. Osann) для различных гранитов, содержащих гранат.

Однако Тилли (C. Tilley, III, *272*, стр. 93—95) и Вайринен (III, *284*, стр. 49—53) полагают, что появление граната в кислых породах совсем не связано с избытком содержания в магме глинозема и может быть объяснено другим путем.

Тилли полагает, что образование граната, иногда вместе с гиперстеном, может произойти путем распада биотита в присутствии избытка SiO_2 согласно следующим реакциям:

$$\underset{\text{биотит}}{H_4K_2Mg_2Fe_4Al_6(SiO_4)_3} + 3\underset{\text{кварц}}{SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{гранат}}{2Fe_2MgAl_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{вода}}{2H_2O} \quad (19)$$

$$\underset{\text{биотит}}{2H_3K_3Mg_2Fe_4Al_3(SiO_4)_9} + 12\underset{\text{кварц}}{SiO_2} \rightleftarrows 6\underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + 3\underset{\text{гранат}}{Fe_2MgAl_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{гиперстен}}{Fe_2Mg(SiO_3)_3} + \underset{\text{вода}}{3H_2O} \quad (20)$$

В обоих случаях при высокой температуре и давлении и при малом количестве летучих компонентов реакция идет вправо и при обратных условиях, наоборот, влево.

Вайринен, исследуя гранито-диоритовые породы района Ботнии, пришел к заключению, что образование альмандина происходит в породах с избытком $MgO + FeO$ только тогда, когда для образования биотита (за счет альмандина) недостает достаточного количества K_2O и H_2O. Для образования альмандина совершенно не требуется исключительно большого содержания Al_2O_3 (большего, чем для образования биотита) и высокого давления, но совершенно очевидно, что в присутствии ортоклаза и воды гранат может образоваться только при высокой температуре. Процесс образования альмандина изображается Вайринен следующими уравнениями:

$$\underset{\text{гиперстен}}{2FeSiO_3} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} = \underset{\text{альмандин}}{CaFe_2Al_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \quad (21)$$

или же:

$$\underset{\text{гиперстен}}{4FeSiO_3} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} = \underset{\text{альмандин}}{Fe_3Al_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{диопсид}}{CaFe(SiO_3)_2} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} \quad (22)$$

Минеральная ассоциация наших диоритов, содержащих гранат, позволяет предполагать, что в них шло образование по реакции (21), при этом в одном из встреченных случаев расходование анортита расплава приводило к образованию более кислого плагиоклаза (23% An),

а в другом случае неполное расходование гиперстена создало возможность кристаллизации несколько более основного плагиоклаза (28% An). Такое представление, однако, не вполне объясняет причину столь редкого появления граната в породах изучаемого комплекса, где часто присутствуют необходимые компоненты для образования граната и где кристаллизация магмы происходила при высоком давлении (образование амфибола), т. е. были налицо и условия, необходимые для образования граната, согласно представлениям Тилли и Вайринен.

Можно себе представить, совершенно очевидно, что образование биотитовых диоритов происходило при кристаллизации той же магмы, в присутствии достаточного количества воды. Тилли (C. Tilley, III, *272*, стр. 95) дает следующую обратимую реакцию для превращения метасиликата Mg и Fe в биотит:

$$K_2(FeMg)_2Al_2Si_3O_{12} + 5SiO_2 \rightleftarrows 2(Mg, Fe)SiO_3 + 2KAlSi_3O_8 \qquad (23)$$

Реакция в присутствии воды и при температурных условиях, при которых биотит является устойчивым (ниже 850° по Ларсену, см. выше), идет влево с образованием биотита и кварца. Так как кристаллизация биотита идет непосредственно из расплава, то процесс этот не сопровождается образованием кварцево-биотитового симплектита, как это происходит при трансформации твердого гиперстена.

23. МАНГЕРИТ-ЧАРНОКИТЫ

Вопрос об образовании группы мангерит-чарнокитов будет рассмотрен мною в специальной работе, поэтому напомним лишь здесь о наблюдавшемся появлении пород этой группы в связи с секущими и инъецирующими интрузиями более молодых микроклиновых гранитов. Такая ассоциация позволяет предполагать, что породы эти могли бы возникнуть, как мигматиты, путем синтектики, хотя не исключена возможность их появления среди изучаемого комплекса и независимо от этих процессов, как это мною будет указано далее.

24. ГЕНЕЗИС ПОЛОСАТОЙ ТЕКСТУРЫ И БЛАСТОИДНОЙ СТРУКТУРЫ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Прежде чем перейти к вопросу о возникновении полосатой текстуры или связанных с этой текстурой (и независимо от нее) ассоциаций пород данного комплекса, остановим внимание на некоторых важных особенностях минерального состава пород, сюда принадлежащих.

Амалия Вейх (A. Weich, III, *297*, стр. 446) установила еще в 1914 г. зависимость содержания $FeSiO_3$ в ромбическом пироксене от состава

магматической породы. По ее данным, как видно из приводимой таблички 42, содержание $FeSiO_3$ в гиперстене падает с основностью породы.

Таблица 42

Интрузивные породы	%		Эффузивные породы	%	
Сиенит	50	$FeSiO_3$	Трахит	53	$FeSiO_3$
Диорит	30	„	Андезит (Am, Bt)	46	„
Bt, Am габбро	45	„	Пироксеновый андезит	44	„
Габбро	31	„	Базальт	25.5	„
Перидотит	14	„	Лимбургит	13	„

Содержание $FeSiO_3$ для гиперстена диоритов сомнительно, так как основывается только на одном случае измерения.

Обращаемся к породам изучаемого комплекса.

В табл. 43 приведено содержание An в плагиоклазе и $FeSiO_3$ в гиперстене, определенное по 2V согласно кривым диаграммам Мра и Уинчелля (J. Mhra, III, *213*; N. Winchell, III, *301*) для различных типов пород изучаемого комплекса.

Приведенные данные показывают, что и здесь содержание $FeSiO_3$ в гиперстене, в общем, подчиняется приведенному правилу, увеличиваясь с уменьшением основности породы и являясь в то же время всюду более высоким, чем в ряде, выведенном А. Вейх, что, может быть, следует отнести к абиссальным условиям образования наших пород (?).

Вместе с этим можно отметит и ряд существенных отклонений. Так, если оставить в стороне гнейсы, то можно видеть, что в габброноритах и амфиболовом габбро содержится гиперстен с количеством $FeSiO_3$, свойственным различным диоритам нашего ряда, тогда как у норита состав гиперстена является нормальным, т. е. с более низким содержанием $FeSiO_3$. Эти особенности получают интересное освещение, если мы обратимся к составу плагиоклаза и гиперстена рядов пород, ассоциирующих в полосатых текстурах или друг с другом.

Из приведенных рядов ассоциаций пород, сочетающихся в полосатых текстурах, отмечаются два случая (табл. 44)):

1) или ассоциирующие породы имеют тождественный или почти тождественный состав входящих в их состав плагиоклаза и гиперстена и отличаются лишь относительным количеством цветных и бесцветных компонентов. К этому иногда присоединяется исчезновение кварца и большее разнообразие цветных компонентов в меланократовых полосах. Крайним случаем такого различия являются аплиты, в которых при тождественном (не всегда) плагиоклазе нет цветных компонентов;

2) или же в ассоцирующих породах, при тождестве состава гиперстена, в меланократовой разности плагиоклаз или почти отсутствует (ариежиты), или же является более основным.

Таблица 43

	% содержания $FeSiO_3$ в гиперстене		% An в плагиоклазе
	По Mhra	По Winchell	
Вальбеллит	31	26	—
Лерцолит	34	29	—
Гиперстенит	33	28	—
Ариежит	48	48	—
Гнейсо-норит	40	36	70
Норито-гнейс	51	54	80—85
Габбро-норит	>54	54	70—75
Qu габбро-норит	—	—	57—67
Амфиболовое габбро с Hy	51,>54	56—62	50, 61, 72
„ „ с Di	—	—	40—50
Амфиболовое габбро с Hy+Di	>54	62	50—57
Hy диорит	49—52	50—54	28—37
Bt, Hy диорит	50—52	51—56	20, 23, 25—36, 47
„ „ гнейс	45—54	44—58	33—42, 55, 75
Bt диорит	—	—	33—38
Qu диорит	—	—	20—27
Hy, Di диорит	51—53	54—57	31—47
„ „ „ меланокр.	50,>54	51—63	40—45
„ Di, Am диорит	50,>54	51—54	33—40
„ „ „ „ без Qu	49,>54	50—63	—
„ „ „ гнейс	25	20	53
Hy, Am диорит	—	—	32—33
Di диорит	—	—	36
Di, Am диорит	—	—	36—40
Am диорит	—	—	29—31
Пегматит диорита	47	47	30—35
Аплит диорита	51	53	32—35
Чарнокиты-мангериты	48—52	48—56	25—45

При этом в таких именно случаях и отмечается аномально высокое содержание $FeSiO_3$ в гиперстене для основной ассоцирующей породы.

Если первое из явлений находит себе достаточно удовлетворительное объяснение в способе образования полосатой текстуры породы и объясняет образование последней (см. далее), то второе из них объяснить труднее, и разгадка его кроется или в том же способе образования полосатой текстуры, или же в допущении, что гиперстен здесь образовался не путем непосредственной кристаллизации из магмы,

когда в зависимости от основности исходного расплава выделяется определенного состава гиперстен. Эта вторая возможность является образованием гиперстена путем реакции взаимодействия между магмой и ранее выкристаллизовавшимся компонентом, в данном случае первичным амфиболом, как это было указано ранее (см. выше), когда в различных случаях может получаться гиперстен более или менее тождественного состава (реакция одна и та же).

Одновременно с таким образованием гиперстена может возникать и бóльшая основность плагиоклаза (см. стр. 222).

Переходя к вопросу о возникновении полосатой текстуры, прежде всего отметим, что ассоциирующие в таких текстурах породы то постепенно переходят друг в друга, то разделяются довольно резкими, всегда друг другу параллельными границами. Последнее особенно относится к аплитовидным разностям, которые иногда имеют характер пластовых жил, правда, тогда отличаясь и составом входящего в них плагиоклаза (обр. № 1906).

Может быть в некоторых случаях полосатая текстура пород изучаемого комплекса могла возникнуть за счет захваченного чуждого материала окружающих кристаллических сланцев и их ассимиляции (частичной).

Такого типа полосатые породы наблюдались в районе ст. Лопарской (на юго-запад), где ассимилируемой породой были биотито-гранатовые гнейсы.

Но вышеприведенные ассоциации пород, сочетающиеся в полосатых текстурах, сложены „кровно родственными" членами и возникли, вероятнее всего, вместе с кристаллизацией всего комплекса пород.

Если на полосатость пород смотреть как на проявление движения, то понятным становится как возникновение вышеописанных текстур, так и разнообразия сочетающихся в них пород. Мы видели уже, что во многих случаях кристаллизация наших пород начиналась с амфибола или пироксенов, которые при поступательном движении магмы должны были перераспределяться, создавая, наподобие флюидальной текстуры интрузивных и эффузивных пород, потоки, обогащенные темными минералами, перемежающиеся с потоками, содержащими меньшее их количество. Такое перераспределение может быть вызвано сочетанием поступательного движения магмы с проявлением силы тяжести (твердой фазы), как это мною было указано еще в 1923 г. для несимметричной дайки диабаза (А. А. Полканов, III, *37*), или же просто возникающей разностью скоростей движения в участках с выделившейся твердой фазой, по отношению к участкам магмы, свободной от твердых частиц (R. Balk, III, *66* и *67*). Такого рода механизм перераспределения будет вначале производить породы, различающиеся только количественно минералогическим составом, что и наблюдается в некоторых из приведенных случаев полосатых

Таблица 44

Ассоциации пород в полосатой текстуре [1]	№№ обр.	Pl % An	Qu	Hy_2 % $FeSiO_3$	Di	Am	Bt	Руда
Т. Пулвыд								
1. Мелано—Hy, Di диор.	1735	40	—	55	+	—	—	+
2. Лейко—Hy диор.	1734	37	+	52	—	—	+	+
1. Мелано—Hy, Di диор.	1905	45	(+)	50	+	—	—	+
2. Лейко—Hy, Di диор.	1963	45	+	53	+	—	—	+
3. Аплит	1906	35	+	—	—	-	—	—
Т. Вируайвинч								
1. Мезо—Hy диор.	1661	38	+	46	—	—	—	+
3. Лейко—аплит	1661	38	+	—	—	—	+	+
Т. Кахяуруайвинч								
1. Лейко—Hy, Di диор.	1650	39	+	50	+	+	+	+
2. Мезо—Hy, Di, Am диор. . . .	1649	37	(+)	53	+	+	+	+
3. Мелано—Am габбро	1648	49	(+)	—	+	+	+	+
1. Мезо—Hy, Di, Am диор. . . .	1651	36	+	54	+	+	+	+
Т. Ссывер								
1. Лейко—аплит	2012	32	+	—	—	—	+	+
2. Мезо—Hy, Di, Am диор. . . .	2011	32	+	+	+	+	+	+
1. Лейко—аплит	2014	27	+	—	—	—	—	+
2. Мезо—Bt диор.	2014	27	+	+	—	—	+	+
Т. Неррдьордынч								
1. Мезо—Hy, Di Am диор. . . .	2019	33	(+)	+	—	+	+	+
2. Лейко—аплит	2019а	33	+	—	—	—	—	—
Т. Пуадзпахк								
1. Мелано—ариежит	1709	(+)	—	48	+	+	+	+
2. Мезо—Hy, Bt диор.	1708	31	+	49	—	—	+	+
1. Мезо—Hy, Di Am диор. . . .	1705	35	+	56	+	+	+	+
Жел. дор. бл. ст. Тайбола								
1. Мелано—габбро-норит	1595	70	—	55	+	+	+	+
2. Мелано—Qu „ „	1595а	57—67	+	54	+	+	+	+
3. Мезо—Qu габбро-диор. . . .	1596	47	+	52	+	—	+	+
1. Мезо—Qu норит	1597	47	+	50	—	—	+	+

[1] Ассоциирующие породы последовательно перенумерованы (1, 2) (1, 2, 3).

[2] % $FeSiO_3$ по кривой Mhra.

текстур. Однако, при длительном процессе, новые порции движущейся более быстро магмы могут уже отличаться от первоначального состава сильнее.

К такому же различию состава отдельных полос может привести и так называемая фильтрационная диференциация, поле действия которой в интрузиях, синтектоничных со складчатостью, мне думается, особенно благоприятно и широко проявляется.

Другой особенностью процесса кристаллизации изученных пород является медленное охлаждение, при отсутствии которого первая фаза кристаллизации сохраняется, образуя амфиболсодержащие породы, и, наоборот, при наличии которого амфибол резорбируется и замещается пироксеном, и одновременно с этим, если процесс протекает аналогично ранее высказанному представлению, раствор обогащается анортитом. В абиссальных условиях это должно приводить к кристаллизации гомогенного и более основного плагиоклаза, при тождестве состава гиперстена с таковым более кислых разностей (реакция одна и та же).

Таким образом, могли создаваться некоторые колебания состава плагиоклаза при резорбции небольших количеств амфибола, но могли ли бы создаться вышеупомянутые габбро-нориты и амфиболовое габбро с аномальным по составу гиперстеном—сказать по имеющимся материалам трудно. Ход процесса и минералогический состав некоторых габбро-норитов и амфиболового габбро, как будто, допускают такую возможность. Разрешение вопроса лежит лишь в его количественной стороне.

Точно так же трудно сказать, насколько совершенно происходило разделение твердых темноцветных компонентов от нераскристаллизовавшегося расплава. По моим наблюдениям в 1930 г. над образованием анортозитов в габбро на Волыни процесс этот может итти весьма далеко.

Таким образом, кристаллизация пород изучаемого комплекса происходила в огромном числе случаев при медленном охлаждении и при постоянном движении расплава и выделившейся твердой фазы.

Уже эти условия, как ясно из вышеизложенного, должны приводить к явлениям паналлотриоморфизма, протоклаза и даже протобластеза в понимании М. Вебера (M. Weber, III, *295*).

Но в изучаемом случае к этим условиям присоединяется синтектоничность интрузивных масс с эпохой больших пликативных постсвионийских дислокаций, вовлекавших магму в своды антиклиналей и т. д. (см. выше).

Само собой разумеется, что возникающее при таких процессах диференциальное давление могло проявляться в интрудировавших массах лишь после их отвердевания, или частью, быть может, их почти полной раскристаллизации, когда в расплаве оставалось очень

небольшое количество магмы и когда постоянно приходящие (при движении) в соприкосновение твердые компоненты, под влиянием уже возникающего в этих условиях диференциального давления, то расплавлялись, то снова кристаллизовались, подчиняясь известному принципу Рикке-Бекке (Riecke-Becke). В таких условиях возникающая порода будет обладать первичным пирогенного происхождения минеральным составом, претерпевшим лишь соответственные стадии автометаморфизма, как это имеется в описанном случае, и в то же время кристаллобластической—протобластической структурой, т. е. возникают первичные гнейсы, обладающие частью гранулитоподобной структурой.

Отметить здесь следует, что типы пород этого комплекса с гранулитоподобной структурой развиты в частях интрузивных тел, отдаленных от контакта, например тундры Кахяуруайвинч, Сервеспакх, Виромуйавинч (одна полоса), т. Ссывер, район железнодорожной линии на север от ст. Тайбола (еще по данным Велена) (Ch. Velain II, *16*) и др., тогда так гнейсы того же состава заключены в интрузиях малого размера и приурочены к приконтактовым полосам больших интрузивных тел.

Можно отметить еще другую особенность гнейсов, это присутствие биотита в подавляющем числе случаев таких пород. Часть такого биотита (быть может значительная) несомненно образовалась за счет амфибола и пироксенов, причем необходимые для такого рода процесса трансформации породы—ортоклаз и вода брались: последняя из окружающих глинистых пород, ныне гранатовых гнейсов, а первый частью из остаточных растворов магматического расплава, а частью, вероятно, путем выщелачивания из плагиоклаза изоморфной подмеси ортоклаза. Такой процесс приводил к перекристаллизации плагиоклаза при достаточно высокой температуре (выше 500°, так как ниже этой температуры будет происходить распад основного плагиоклаза), что сопровождалось и исчезновением запыленности и, вероятно, несколько изменяло его основность (плагиоклаз с пятнистой зональностью).

Такого типа перекристаллизация, вероятно, затрагивала и другие компоненты (пироксен) породы.

Изложенное представление позволяет думать, что причинами образования таких гнейсов могли быть процессы автометаморфизма при одновременном диференциальном давлении, равно как и последующая их перекристаллизация. Однако еще раз надо отметить, что подобного рода генезис различных пироксеновых гнейсов, конечно, не исключает возможности образования сходных типов пород при метаморфизме седиментогенного материала, т. е. случая конвергенции, как это мною было уже указано в главе II (см. выше). Вопрос этот требует специальных исследований.

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

25. ОБРАЗОВАНИЕ МАГНЕТИТОВЫХ И ФАЯЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ

Переходя к вопросу об образовании железных руд—магнетитовых сланцев, гранатовых пород и сланцев, прежде всего отметим ту очень важную геологическую особенность, что описанные типы железных руд были встречаемы не только среди поля пород комплекса пироксеновых диоритов, но, изредка, и среди гранатовых гнейсов—т. Вульбуайвинч, т. Пулвыд (близ т. Тайбола), на т. Эльвыдынч и т. д. и даже среди поля биотитовых гнейсов—район Шонгуй-вараки. Но и во всех этих случаях магнетитовые сланцы сопровождались непосредственно породами описанного комплекса гнейсо-диоритов.

Выясненная выше эволюция различных типов пород данного комплекса, а также приведенная ранее подробная петрографическая характеристика различных магнетитовых пород, в связи с указанными геологическими взаимоотношениям, дают возможность наметить, предположительно, и те процессы, которые могли привести к рудообразованию.

Так, почти во всех типах пород данного комплекса отмечены были для их последней стадии кристаллизации две очень интересные особенности.

Это, во-первых, то, что помимо выделения ранней генерации руды в первую стадию кристаллизации, и обычно в небольшом количестве, магнетит всюду выделяется снова перед концом отвердевания породы, но ранее кварца или же вместе с ним. Особенно хорошо это видно было в описанном жильном диорите и рудных гнейсо-норитах, но также прослеживается и во всех других типах пород, не исключая даже аплитов или лейко-диоритов.

Другая особенность это та, что различные типы пород этого комплекса часто обогащены кварцем—окварцованы, причем в шлифах видно отлично, что этот кварц частью выделяется в мезостазисе породы, а часто даже корродирует и замещает полевой шпат и, повидимому, другие минералы породы (см. далее).

Способность руды кристаллизоваться в последнюю стадию отвердевания породы является частым случаем—то же самое часто наблюдалось мной и для комплекса олигоклазовых гранитов (гранодиоритов), описываемого далее, для титаномагнетита в баркевикитовом габбро района озера Гремяхи, для титаномагнетита в габброноритах Волынского округа отмечалось давно В. Тарасенко (III, *47*) и т. д.

Кроме того, в породах изучаемого комплекса отмечается определенная склонность к обогащению магнетитом такого генезиса с увеличением их основности, но свойство это отнюдь не является обязательным для всех встреченных основных пород данного комплекса.

Так, выше мною были описаны встреченные магнетитовый гнейсонорит на т. Раматуайвинч, магнетитовый габбро-норит с т. Якимпахк и магнетито-гиперстеновый диорит с т. Волшпялгынч (и других мест). Такое же обогащение магнетитом с увеличением основности породы отмечено (в близких к описанному) в норит-чарнокитах из Ост-Индии Холлендом для норита; Th. Holland, III, *173*, стр. 157) и Уошингтоном (H. Washington, III, *294*), который планиметрически определил, что чарнокиты содержат 2% магнетита, гиперстено-кварцевые диориты 5.4%, нориты 8.6% и бахиаиты — 8.3% (бахиаит—роговообманковый гиперстенит).

Во всех указанных случаях наши породы обогащены магнетитом, выделяющимся, главным образом, мезостатически и по трещинам разлома плагиоклаза и темных минералов. Часть этих пород не несет признаков вышеуказанного окварцевания, часть же начинает претерпевать местное окварцевание, сопровождающееся вытеснением полевого шпата. Такие взаимоотношения подтверждают, между прочим, высказанное предположение о частичной несколько более ранней стадии образования магнетита, чем процесс окварцевания.

В образце гранато-магнетитового габбро с Железной вараки, в котором, как описывалось ранее, гранат образуется за счет плагиоклаза и гиперстена (или руды), происходит окварцевание по сланцеватости породы с образованием тонких прослоев гранато-магнетито-пироксенового сланца.

Наконец, встречено было несколько случаев (три), в которых порода состоит только из кварца, пироксена и магнетита и в сечении шлифа наблюдались лишь отдельные корродированные зерна плагиоклаза — это гиперстено-диопсидо-магнетитовый сланец с т. Радьпахк и т. Волшпялгынч и авгито-магнетитовый сланец с т. Вульбуайвинч (см. микрофото, табл. VI, фиг. 4).

В первой из этих пород реликтовый плагиоклаз содержит 59% Ап и частью перешел в каолинообразный продукт, во втором 44% Ап, а в последнем 70—75% Ап. Кроме того, в последнем образце обнаружено в ассоциации с пироксеном несколько сохранившихся зерен обыкновенной роговой обманки и биотита.

Наконец, большая часть изученных магнетитовых сланцев не содержит совершенно реликтового плагиоклаза, но находится, иногда, в непосредственной ассоциации со сланцами, еще содержащими плагиоклаз (т. Вульбуайвинч и Волшпялгынч), и, кроме того, состав содержащегося в них гиперстена, по содержанию $FeSiO_3$ (28—56%), близок составу такового более основных или средних пород изучаемого комплекса (табл. 45).

Следует, однако, отметить, что в вышедшей только что работе Сундиуса (N. Sundius, III, *317*) описывается железистый гиперстен из эулизита Тунаберга с содержанием 67.67% $FeSiO_3$ и 7.18% $MnSiO_3$

новых количеств руды. К таким образованиям, например, следует отнести идиоморфные зерна магнетита (и частью округлые), рассеянные то в одиночку, то группами в зернах кварца. Иногда эти зерна намечают своим расположением слойки. Совершенно очевидно, что идиоморфизм этих зерен магнетита указывает на их более раннюю стадию выделения, чем кварца, а приуроченность их групп к отдельным зернам кварца на какую-то сопряженность их образования с кристаллизацией кварца. Возможно, что здесь происходил не только привнос магнетита вместе с кварцем, но и распад каких-либо богатых железом силикатов. Источниками руды в последнем случае могли быть из встреченных минералов: биотит и обыкновенный амфибол, которые при этих процессах выщелачиваются нацело.

Таким образом, при формировании магнетитовых сланцев могли происходить не только явления перемещения магнетита, но и его новый привнос, и, наконец, может быть выделение при распаде или трансформации ранее существовавших силикатов железа. Само собой разумеется, что в таком случае состав гиперстена в магнетитовых сланцах не может служить указанием на характер первоначальной породы, как это указано было мною выше, но все же очень вероятно, судя по ассоциациям руд с основными породами,[1] что они являлись объектом наиболее сильного воздействия метасоматических процессов.

Вопрос о том, какая порода была исходным материалом для образования фаялито-пироксенового сланца, решить трудно.

Но наиболее вероятной возможностью является метасоматический генезис фаялитовых сланцев, наподобие таковых образований в эулизитах Швеции.

[1] В дополнение к приведенному анализу (стр. 186) габбро-амфиболита (обр. № 1636) из контакта с магнетито-гиперстеновым сланцем месторождения т. Волшпахк, присоединяю два новых анализа: (обр. № 420) амфиболита из контакта с магнетитовым сланцем и обр. № 229 — гиперстенового гнейса, в котором расположены линзы-пластины гиперстено-магнетитового сланца. Оба образца взяты из месторождения Шонгуй-вараки геологом М. Д. Вагаповой во время работ 1932 г. Анализы выполнил А. Крючков — аналитик Сев.-зап. Геол.-разв. треста.

	Обр. № 229	Мол. кол.	Обр. № 420	Мол. кол.
SiO_2	51.72	.8577	46.04	.7635
TiO_2	.89	.0111	1.14	.0142
P_2O_5	.53	.0037	.18	.0012
Al_2O_3	14.13	.1382	15.14	.1481
Fe_2O_3	4.09	.0256	2.05	.0128
FeO	9.08	.1263	12.75	.1774
MnO	.04	.0005	.18	.0025
MgO	5.56	.1379	9.25	.2294
CaO	9.46	.1687	8.04	.1434
Na_2O	3.58	.0577	2.98	.0480
K_2O	1.10	.0117	1,78	.0189
Пот. при прок.	.08	—	.68	—
	100.26	—	100.21	—

26. УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

Если обратиться к анализу условий, при которых происходил весь описанный процесс, то выясняются очень интересные его особенности.

Очевидно, окварцевание шло одновременно с выделением руды и сопровождалось перемещением и перекристаллизацией более ранних выделений руды. Кварц содержит много пузырьков жидкости и по характеру своему скорее принадлежит к низкотемпературной модификации α-кварца, напоминая жильный кварц.

Следовательно, верхний предел температурного интервала, при котором шел процесс окварцевания, вероятно, лежит ниже точки инверсии $\beta \rightarrow \alpha$ модификации кварца, которая при повышенном давлении могла быть несколько выше 573° (около 600°, см Seifert, III, *258*).

С другой стороны, при замещении кварцем плагиоклаза не наблюдалось распада последнего (образования эпидота, кальцита и альбита), что по указанию Ниггли служит признаком сравнительно высокотемпературного процесса, так как ниже 500° обычно происходит распад основного плагиоклаза на указанные вторичные минералы (P. Niggli, III, *153*, стр. 205). В шлифе было отмечено лишь дважды — в магнетитовом и гранатовом сланцах несколько зерен каолинизированного плагиоклаза, что, вероятно, можно отнести к постериорным процессам. Высокотемпературные условия процесса окварцевания основных пород подтверждает и полное отсутствие в магнетитовых сланцах каких-либо минералов, содержащих гидроксильную группу, и, наконец, исключительно редкое присутствие амфибола, возникшего, вероятно, несколько позже (частью при сопровождающем осланцевании породы).

Такие данные позволяют процесс замещения кварцем признать происходившим в конце магматической эволюции пород данного

Формула по Ниггли

	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	сеч.
Обр. № 229	167	2.0	0.07	26.3	60	32	13.2	0.2	0.43	0.59	IV
I	166	—	—	28	29	20	13	0.31	0.60	—	IV
II	152	—	—	27	40	20	13	0.36	0.49	—	IV
Обр. № 420	96.2	1.7	0.1	18.6	54.8	18	8.4	0.49	0.52	0.32	III/IV
III	108	—	—	21	52	21	6	0.55	0.55	—	III/IV

I. Гиперстено-слюдяный диорит. Норвегия, Опдаль, P. Niggli, III, *219*, стр. 125.
II. Мангерит. Норвегия, P. Niggli, III, *219*, стр. 125.
III. Нормальный габброид, P. Niggli, III, *219*, стр. 128.

Проекции точек анализов обр. №№ 229, 420, 1636 и 622 (см. главу III) располагаются среди поля эруптивных пород тетраэдра Niggli.

комплекса, но при температурах, много превышающих гидротермальную стадию, и, следовательно, рудные сланцы по своей природе являются возникшими при гипомагматическом метасоматозе.

Интересно отметить, что Гольдшмидт (U. M. Goldschmidt, III, *149*, стр. 31) описывает большие лакколитообразные массы кварцевых пород, содержащие небольшое количество полевого шпата (7.8%), руды (1.4%) и других минералов (0.5%), как последний продукт диференциации опдалит-трондьемитовой магмы, близкой во многих отношениях к магме, породившей породы изучаемого комплекса.

Условия образования кварцевых растворов и затем обогащенных кварцем различных типов диоритов, а также рудных сланцев (кварцитов), повидимому, надо считать близкими к образованию силекситов (Silexite) Миллера (W. Miller, III, *214*, стр. 27—56) или к известной рудной магме Сперра (J. S. Spurr, III, *262*, стр. 61 — 156; C. Tolman III, *279*).

К сожалению, отсутствие в изучаемом комплексе диференциатов лампрофирового типа не позволяет точнее установить момент образования кварцевых диференциатов, как это сделал Сперр (J. S. Spurr, III, *261*, стр. 545 — 582), установив, что последние являются старше лампрофиров.

Таким образом, анализ собранных геологических и петрографических данных позволяет высказать предположение о метасоматическом происхождении описанного оруденения. Предположение это основано, как видим, на наблюдениях постоянной ассоциации рудных сланцев с породами комплекса гиперстеновых диоритов и явлений их метасоматического замещения, сопровождаемого оруденением. Первоначальным материалом была здесь, повидимому, магматическая порода скорее основного состава, которая эманациями того же магматического цикла подвергалась замещению и переработке в рудоносный сланец (автометасоматоз в широком понимании). Такой процесс в основном является близким к метасоматическому замещению и оруденению магматических пород (частью порфиритов) Темиртавского (автометасоматоз?) и Тельбесского (аллометасоматоз?) месторождений в Сибири, описанных М. А. Усовым (III, *324*, *325*, *326*).

Однако в связи с этим, а также и тем, что было мною указано в главе II и при разборе генезиса гиперстеновых гнейсов о возможном возникновении части таких пород за счет седиментогенного материала, можно предполагать, что аналогичное метасоматическое замещение и оруденение могли возникать и в подобных образованиях, т. е. мог быть аллометасоматоз метаморфических силикатных и, может быть, карбонатных пород.

Вопрос этот полностью может быть освещен только детальными исследованиями, причем можно предполагать, что в обоих случаях петрографический характер проявления процесса метасоматизма будет

очень схожим (!). В таком случае различие может быть установлено только определением состава и природы первоначальной замещаемой породы, что и отмечено было мною в отношении их возможной магматической природы исследованием небольших собранных мною материалов (см. также примечание на стр. 238—239).

Другим важным следствием этих наблюдений является то, что образующийся пироксено-магнетитовый сланец или кварцит, очевидно, в обоих случаях возникает за счет материалов, никогда не бывших близкими джеспилитам, как это можно было бы предполагать по их минералогическому составу.

27. ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ ПОРОД

Гранатовые породы и гранат содержащие сланцы с генетической стороны представляют большой интерес.

С одной стороны, можно предполагать участие в их образовании метасоматических процессов (скарнообразование?).

Другой возможностью образования граната этих пород являются основной плагиоклаз, гиперстен (и может быть фаялит), т. е. опять, в общем, основные породы. В случае образования граната за счет гиперстена и плагиоклаза процесс идет, как показано было уравнением (17), с освобождением кварца и альбита, из которых первый, очевидно, частью кристаллизуется в породе же, альбит же (небольшое количество) очевидно выщелачивается (альбитизации нигде не наблюдалось).

Та же реакция при участии фаялита по уравнению (24) не освобождает кварца и идет только с выделением альбита.

$$(Fe,\ Mg)_2\ SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 = Ca(FeMg)_2Al_2(SiO_4)_3 \quad (24)$$

Образующийся гранат является известково-магнезиальным альмандином.

Образование граната наблюдалось в габбро-норитах, в норитовом гнейсе и окварцеванном гранато-гиперстеновом гнейсе (т. Агисуайвинч), а в гранатовой породе с т. Волшпахк наблюдался даже реликтовый плагиоклаз, частью каолинизированный (см. выше описание пород).

При таком понимании этого процесса минералы гиперстен, диопсид и встреченная один раз шпинель (и плагиоклаз) в гранатовых породах и сланцах являются реликтовыми минералами первоначальных пород.

Другой очень интересной особенностью того же процесса является способность граната (как и магнетита) к перемещению растворами (кислыми, содержащими SiO_2, или щелочными, содержащими альбит—неизвестно). Перемещение и переотложение по путям циркуля-

ции растворов создают полосчатые текстуры породы, в сложении которых принимает нередко участие и магнетит [1] (метаморфическая диференциация, P. Eskola, III, *314*).

Условия, при которых шло образование гранатовых пород, восстановить очень трудно.

С одной стороны, мы видели, что в гранатовых диоритах образование граната могло итти в раннюю — магматическую стадию. С другой стороны, образование граната во всех только что перечисленных случаях шло уже после сформирования всей породы.

Холленд тоже предполагает, что гранат в серии чарнокитов Ост-Индии образовался за счет ромбического пироксена при температуре несколько более низкой, чем нижний температурный предел устойчивости пироксена, но более высокой, чем высший предел устойчивости амфибола (Ch. Holland, III, *173*, стр. 143—144, 161, 197, 245; III, *174*, стр. 126—127). При этой температуре и тот и другой минерал изменяются в более основной гранат с выделениями кварца и иногда кислого плагиоклаза („... at some intermediate temperature favours the production of garnet, some temperature short of actual fusion, but sufficiently high to prevent amphibollization").

Но и при таком понимании образования гранатовых пород все же остается неизвестным, протекал ли этот процесс в период неразрывной магматической и постмагматической эволюции пород нашего комплекса, или же он является постериорным.

В некоторых случаях появление гранатовых пород в присутствии интрузий микроклиновых гранитов (т. Ниткуайв, т. Агисуайвиш, т. Онос, железнодорожная линия близ ст. Тайбола и Пулозера и т. д.) указывает, как будто, на побуждающую причину со стороны последних, тем более, что и сами граниты и их пегматиты и, наконец, сопровождающие их кварцевые жилы также содержат гранат. Однако утверждать универсальность этой причины нет достаточных оснований, ибо, как нами выяснено было в главе о гранатовых гнейсах, образование граната—альмандина происходит в очень обширном интервале условий (гл. II).

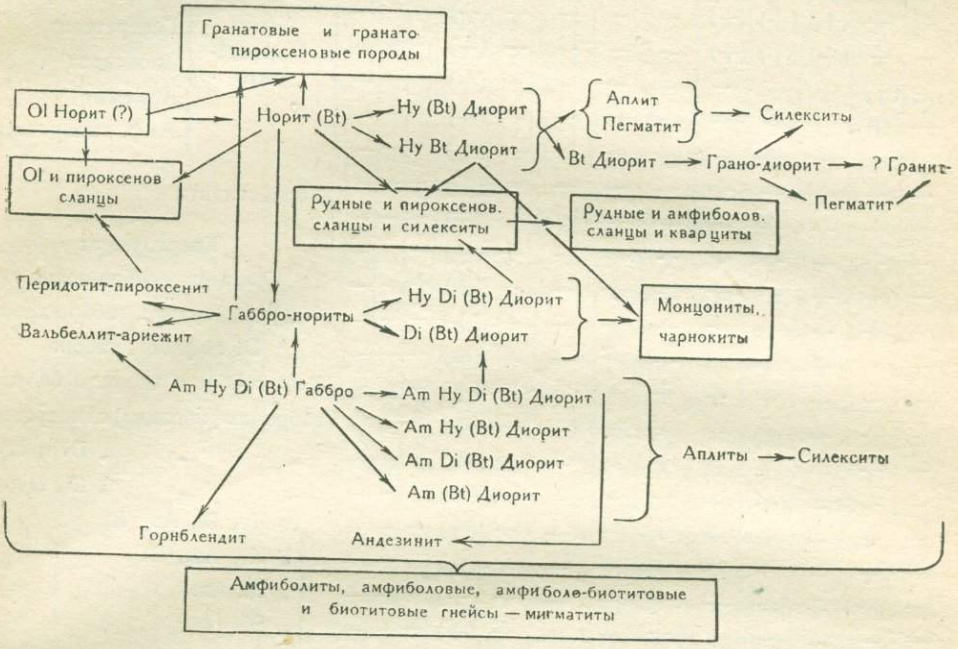
ОБЩИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ И СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

Резюмируя все вышеизложенное, можно представить нижеследующую схему образования изученного комплекса пород.

Вероятно в эпоху постсвионийского — саамского диастрофизма (см. гл. XIV) синтектонично происходили крупные интрузии диоритовой магмы. Синтектоничность интрузий со складчатостью приводила

[1] Подобные явления и текстуры можно также рассматривать как указание на метасоматические процессы.

к образованию, в общем, конкордантных антиклинал-батолитов и пластовых интрузий. Кристаллизация в условиях абиссальных глубин (высокое давление), в период происходящих горообразующих процессов (диференциальное давление), и в условиях постоянного передвижения частью раскристаллизованного магматического расплава привели к образованию гнейсо-диоритовой и диорито-гнейсовой фаций пород с конкордантной и конформной внутренней тектоникой (частью прототектоникой). Случаи дискордантности наблюдались пока изредка (см. также примечание на стр. 176).



Фиг. 4. Общая схема эволюции пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов и продуктов их метаморфизма. Породы, заключенные в рамки, поставлены предположительно или же являются продуктами видоизменения основного ствола (stamm).

Формирование различных типов пород данного комплекса (см. табл. 47) в настоящее время может быть представлено лишь приближенно в виде следующих схем (фиг. 4 и 5).

На приведенной схеме фиг. 5 усматривается три ряда пород, характеризующихся в одном ряде присутствием гиперстена, в другом ряде — гиперстена и диаллага или диопсида и, наконец, в третьем ряде присутствием амфибола наряду с пироксеном, причем во всех рядах этих пород всегда присутствует в том или ином количестве биотит.

Начавшаяся кристаллизация магмы приводила первоначально к образованию основных членов каждого ряда, но точно путь этого образования по имеющимся данным не может быть установлен.

Таблица 47

Оливин	Р. Пироксен	М. Пироксен	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз	Гранат	Ортоклаз	Кварц	Магнетит	Шпинель	Сфен	Эпидот	
+	+	–	+	–	–	–	–	–	(+)	+	–	–	Вальбеллит
+	+	+	+	–	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Перидотиты: Лерцолит
+	–	+	+	–	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Перидотиты: Верлит
+	+	(+)	(+)	(+)	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Пироксениты: Олив. гиперстенит
–	+	(+)	(+)	(+).	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Пироксениты: Гиперстенит
–	(+)	+	–	–	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Пироксениты: Диопсидит
–	+	+	+	–	(+)	–	–	–	(+)	–	–	–	Пироксениты: Ариежит
–	+	–	+	–	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Пироксениты: Амф. гиперстенит
–	+	+	+	+	–	–	–	–	(+)	–	–	–	Горнблендиты
–	+	+	+	–	(+)	–	–	–	(+)	–	–	–	Горнблендиты
–	+	–	+	+	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Кварц. норит
–	+	+	+	+	+	+	–	–	(+)	+	–	–	Гранатов. габбро-норит
–	+	+	+	+	+	+	–	+	(+)	–	–	–	Кварцево-гранат. габбро-норит
–	–	+	+	–	+	–	–	–	(+)	–	–	–	Di амфибол. габбро
–	–	+	+	+	+	–	–	–	(+)	–	–	–	Амф. габбро с диопс. и биотитом
–	+	–	+	+	+	–	–	–	(+)	–	–	–	Габбро-(амфиболиты) с гиперстеном
–	+	+	+	–	+	–	–	–	(+)	–	–	–	„ „ „ Di и Hy
–	+	+	+	+	+	–	–	–	(+)	–	–	–	„ „ „ Di, Hy, Bt
–	+	+	+	+	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: с Hy, Di, Am, Bt
–	+	–	+	+	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy, Am, Bt
–	–	+	–	–	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Di, Am
–	–	+	–	–	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Di
–	–	–	+	+	+	–	(+)	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Am
–	+	+	–	–	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy, Di
–	+	+	–	–	+	–	–	–	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy, Di без кварца
–	+	+	–	+	+	+	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy, Di, Bt
–	+	–	–	+	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy, Bt
–	+	–	–	–	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy
–	–	–	–	+	+	–	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Bt (слюдяные)
–	+	–	–	+	+	+	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Hy и Gr
–	–	–	–	+	+	+	–	+	(+)	–	–	–	Диориты: „ Gr
–	(+)	(+)	–	(+)	+	–	–	(+)	(+)	–	–	–	Андезинит
–	–	–	–	+	+	–	(+)	+	(+)	–	–	–	Грано-диориты
–	+	–	(+)	+	+	(+)	–	+	(+)	–	–	–	Пегматиты
–	–	–	–	–	–	–	–	+	(+)	–	–	–	Аплиты
–	–	–	–	–	–	–	–	+	(+)	–	–	–	Кварцевые жилы
–	+	+	+	+	+	–	+	+	(+)	–	–	–	Мангериты-чарнокиты

Продолжение

Оливин	Р. Пироксен	М. Пироксен	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз	Гранат	Ортоклаз	Кварц	Магнетит	Шпинель	Сфен	Эпидот	
—	—	—	+	+	+	—	—	+	(+)	—	+	—	Амфиболиты с микроклином
—	—	—	+	+	+	—	—	—	(+)	—	+	—	Амфиболиты с гранатовый
—	—	—	+	+	+	+	—	+	(+)	—	+	—	Амфиболиты с гранатовый
—	—	—	+	+	+	—	+	+	(+)	—	+	—	Амфиболиты с эпидотовый
—	—	—	+	+	(+)	—	—	+	(+)	—	+	+	Амфиболиты с эпидотовый
—	—	—	+	+	+	—	—	+	(+)	—	+	+	Амфиболовые гнейсы-мигматиты
—	—	—	+	+	+	—	+	+	(+)	—	+	+	Амфиболовые гнейсы-мигматиты
—	—	—	—	+	+	—	—	+	(+)	—	+	+	Биотитовые гнейсы-мигматиты
—	+	—	—	—	+	—	—	+	+	—	—	—	Магнетитовый гнейсо-норит
—	+	+	—	—	+	—	—	+	+	—	—	—	Магнетитовый гнейсо-габбро-норит
—	—	+	+	—	+	+	—	+	+	—	—	—	Магнетито-гранатовое габбро
—	+	—	—	—	(+)	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Гиперст. магн. с плаг.
—	—	+	(+)	—	(+)	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Диопс. магн. с плаг.
—	(+)	—	—	—	(+)	+	—	+	(+)	—	—	—	Сланцы: Гиперст.-гранатовый
—	—	—	—	—	(+)	+	—	+	(+)	+	—	—	Сланцы: Гранатовый
+	+	+	(+)	—	—	—	—	+	(+)	—	—	—	Сланцы: Фаялито-пироксеновый
—	+	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Гиперст. диопсидо-магнетит.
—	—	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Диопсидо-магнетитовый
—	+	—	—	—	—	—	—	+	(+)	—	—	—	Сланцы: Гиперстено-магнетитовый
—	+	—	—	—	—	—	—	+	(+)	—	—	—	Сланцы: Гиперстеновый
—	+	—	+	—	—	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Гиперстено-куммингтонитовый
—	—	+	+	—	—	—	—	+	+	—	—	—	Сланцы: Диопсидо-куммингтонитовый

Наиболее вероятно, что образование ряда пород, содержащих первичный амфибол, шло в одну из наиболее ранних стадий кристаллизации магмы, когда высокое давление было благоприятным для образования амфибола. Если образование амфибола в изучаемом случае не является постериорным и замещающим пироксен, достоверных реликтов которого мною не было найдено, то в данном случае мы имеем отступление от правила серии реакции кристаллизации базальтовой магмы Боуена (N. Bowen), вероятно обусловленное высоким давлением.

Выделение в первые стадии кристаллизации темноцветных компонентов могло повести к образованию горнблендитов, ариежитов (и вальбеллитов), как обособление среди амфиболового габбро (или диорита). Механизм образований таких обособлений представить себе трудно, но, как будто, одной из возможностей является чисто механи-

ческое перераспределение твердой фазы при движении кристаллизующейся магмы.

Последовательная дальнейшая эволюция приводила к формированию амфиболового габбро и амфиболовых диоритов, причем последние, обладая полосатой текстурой, дают определенные указания на возможность образования более меланократовых разностей (и частью основных) путем перераспределения твердой фазы при движении кристаллизующейся магмы. Будучи связанными с амфиболо-пироксеновыми диоритами (габбро-диоритами), появляются здесь изредка андезиниты, может быть образуясь тем же путем (достаточных данных для решительного суждения об их образовании не имеется).

Конечной стадией эволюции этого ряда пород являются лейкократовые диорит-аплиты, перемежающиеся с обычными диоритами, и силекситы.

О возможном образовании пород ряда чарнокитов будет сказано далее.

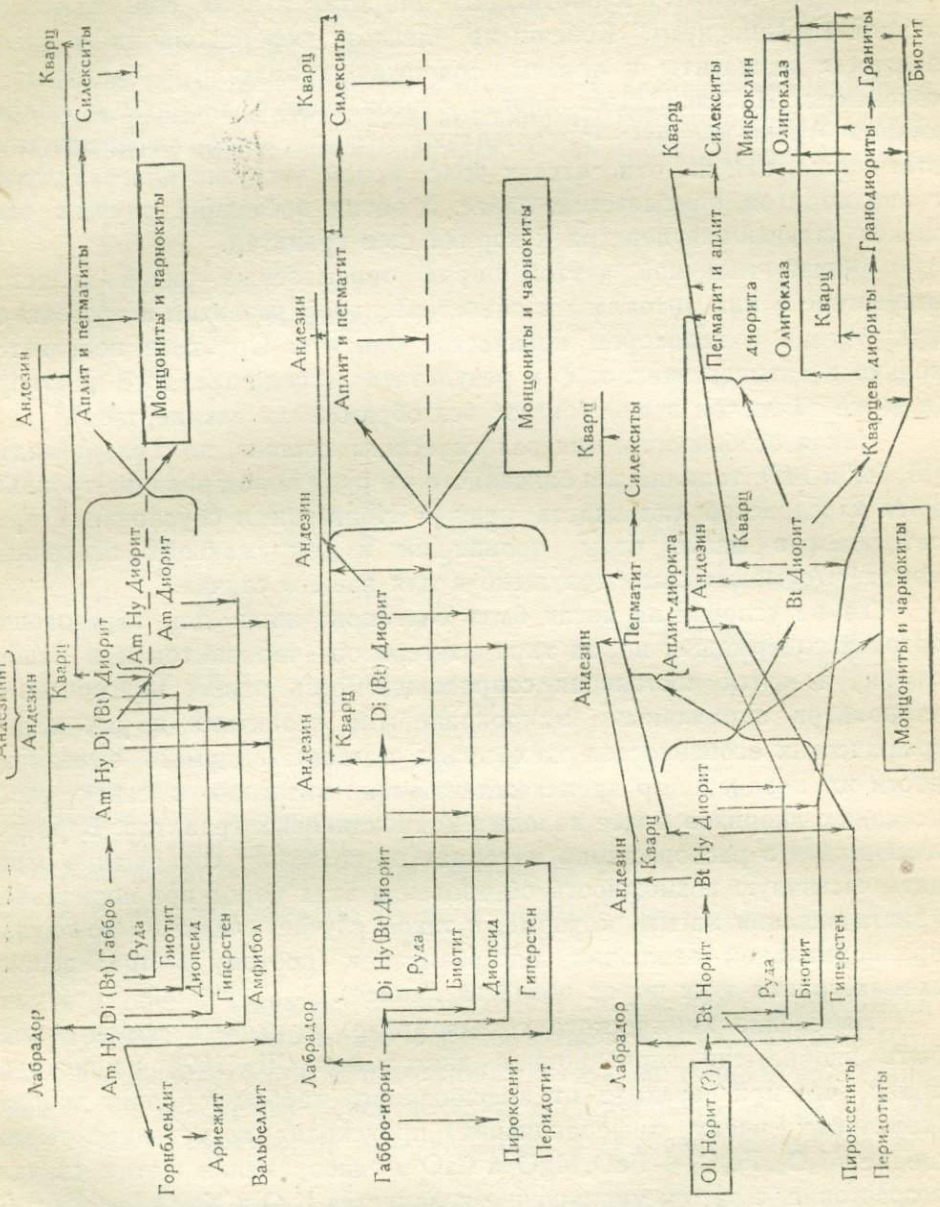
Если для образования ряда пород, содержащих амфибол, необходимо было высокое давление, то для фиксации их амфибола необходимо представить, что это давление удерживалось до конца кристаллизации магматического расплава.

К такому же результату могло привести и более быстрое охлаждение, как фактор, не позволяющий осуществлению реакции взаимодействия между расплавом и твердым амфиболом.

Вероятно поэтому, амфиболсодержащие (основные) породы приурочиваются частью около краевых частей массивов или в интрузиях малого размера и, может быть, около погруженных корней висячей кровли.

Медленное охлаждение при понижающемся давлении приводило к резорбции амфибола и кристаллизации диопсида и гиперстена с одновременным повышением основности плагиоклаза. Очевидно, что возникновение габбро-норитов и гиперстено-диопсидовых диоритов могло происходить двояким путем—за счет трансформации амфиболовых пород и путем непосредственной кристаллизации из магмы в вышеотмеченных условиях. Аналогичная предыдущему эволюция кристаллизации и здесь приводила к обособлению, с одной стороны, перидотитов, пироксенитов (и ариежитов) и, с другой стороны, к образованию гиперстено-диопсидовых диоритов, которые вместе с диорит-аплитами, диорит-пегматитами и кварцевыми жилами являются, повидимому, конечными кислыми продуктами этого ряда (см. далее). Движения магмы при кристаллизации приводили и здесь к возникновению полосатых пород.

Условия образования третьего ряда пород со стоящими во главе норитами, вероятно, были те же, что и для габбро-норитов, с которыми они связаны переходами.



Фиг. 5. Схема дифференциации пород комплекса гиперстеновых диоритов: 1) для ствола (stamm) пород, содержащих амфибол, гиперстен, диопсид (и биотит)—верхний ряд; 2) для ствола пород, содержащих гиперстен, диопсид (и биотит)—средний ряд; 3) для ствола пород, содержащих гиперстен и биотит—нижний ряд. Породы, заключенные в рамки, причислены предположительно.

Тождественная предыдущему эволюция приводила, с одной стороны, к образованию норитов и, с другой стороны, к образованию диоритов, содержащих биотит, и к биотитовым диоритам и даже олигоклазовым кварцевым диоритам. Конечными членами диференциации и здесь являются пегматиты и аплиты, содержащие андезин и олигоклаз и силекситы. Появляющиеся иногда олигоклазовые диориты с микроклином—грано-диориты—представляют особую ветвь диференциации этого ряда, или же относятся к более новой интрузии олигоклазовых гранодиоритов, описываемых далее. В обоих последних случаях возможен дальнейший переход к нормальным гранитам.

Общей типичной чертой пород описываемых рядов является отсутствие в них ортоклаза в самостоятельном развитии и постоянное присутствие в некотором количестве биотита. Ортоклаз появляется только в антипертитах, т. е. в результате распада твердого раствора (или же заключен в плагиоклазе без образования антипертита).

Такая особенность минералогического состава, по Гольдшмидту (III, *147* и *148*), типична для описанного им ряда пород опдалит-трондьемита каледонской складчатой цепи в Норвегии и обусловлена присутствием в магме воды, проникшей из окружающих осадочных пород, что может быть допущено и для нашего случая.

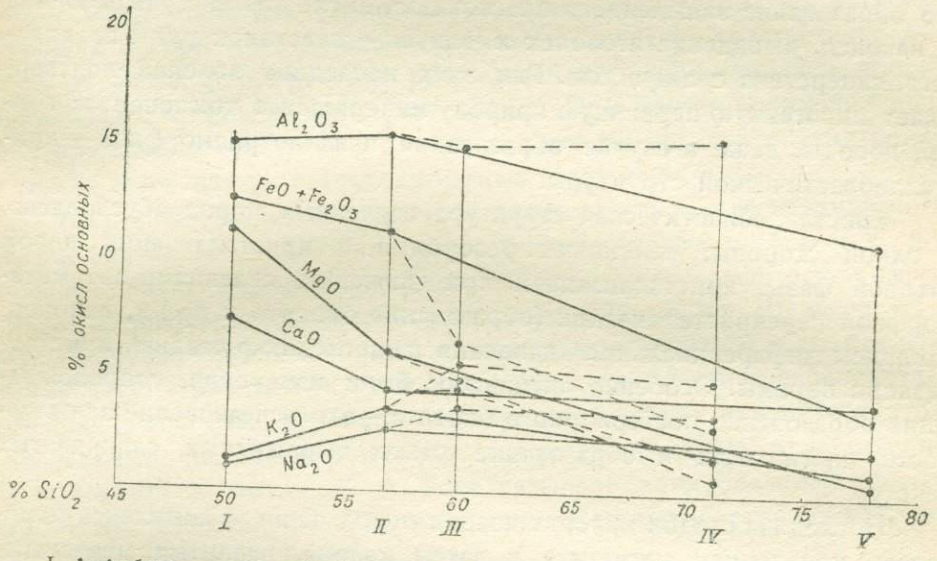
Такие условия не могли быть благоприятными для образования ортоклазсодержащих пород типа мангеритов—чарнокитов и в нашем случае, а почти постоянная сопровождаемость наших мангеритов и чарнокитов нормальными микроклиновыми гранитами и ряд петрографических особенностей этих пород позволяют думать о возможности их позднейшего происхождения при инъекции в свиту пироксеновых диоритов более молодых микроклиновых гранитов. Впрочем, имеющийся в распоряжении материал не позволяет совершенно отрицать частичную возможность образования этих пород при нормальной кристаллизации магмы, которые, в таком случае, очевидно возникали при нормальной эволюции диференциации (поэтому в приведенных схемах группа этих пород обведена линией).

Изменение химического состава ряда изучаемых пород может быть изображено вариационной диаграммой (III, *160*), из которой видно, что при переходе от амфиболового габбро к аплит-диориту (конечному члену диференциации) происходит постепенное уменьшение Al_2O_3, $Fe_2O_3 + FeO$, MgO и CaO и одновременно с этим сначала возрастание, а за тем уменьшение количества K_2O и Na_2O (см. фиг. 6).

Если включить в этот вариационный ряд анализ гранито-сиенита (кварцево-пироксенового сиенита), то кривые, выражающие содержание Al_2O_3, $Fe_2O_3 + FeO$, MgO и CaO, лишь слегка изменят свое положение, за исключением кривой, изображающей $Fe_2O_3 + FeO$, которая здесь делает резкий излом. Что касается K_2O и Na_2O, то количество их здесь резко увеличивается с тем, чтобы далее снова упасть.

Такое положение не противоречит возможности образования этого ряда пород путем эволюционирующей диференциации, и тогда пироксеновые гранито-сиениты, вероятно, следует рассматривать как особую ветвь отдельного ряда.

На диаграмме фиг. 6 помещен, кроме того, анализ микроклинового гранита, инъецирующего пироксеновые диориты. По отношению к составу этого гранита и пироксенового диорита состав пироксенового гранито-



I. Амфиболовое габбро (амфиболит) (№ 1636; табл. 31, 32, 33).
II. Биотито-пироксеновый диорит (№ 616; табл. 34, 35, 36).
III. Пироксеновый гранито-сиенит (№ 615; табл. 40).
IV. Гранито-сиенит (№ 612; табл. 54, 55, 56).
V. Лейко-диорит кварцевый (№ 1651; табл. 37, 38, 39).

Фиг. 6. Вариационная диаграмма изменения химического состава пород комплекса гиперстеновых диоритов.

сиенита в общем занимает промежуточное положение с тенденцией к аккумуляции K_2O, что может быть объяснено его фиксацией в магнезиальном силикате при образовании биотита из гиперстена. Таким образом, не исключена вероятность и постериорного возникновения пироксеновых гранитов, на что указывают и их геологические взаимоотношения.

Образование полосатых пород происходило, главным образом, путем перераспределения темноцветных компонентов при движении кристаллизующейся магмы.

Тот же процесс приводил иногда к внедрению инъекции более кислых диференциатов магмы в частью отвердевшие более основные диференциаты, т. е. приводил к частичному образованию автомигматитов (см. гл. IV и VI).

Весь период отвердевания породы сопровождался явлениями автометаморфизма, выраженными в трансформациях оливина в ромбический пироксен, амфибола в пироксены и плагиоклаз, гиперстена и частью амфибола в биотит с образованием типичных симплектитов; быть может, сюда же частью следует отнести образование амфибола по пироксенам и граната по плагиоклазу и гиперстену. Сюда же относятся явления распада твердых растворов при охлаждении — это образование запыленного плагиоклаза, антипертита и авантюрина и, наконец, выпадение иголочек и чешуек — пластинок руды из диаллага, гиперстена и амфибола. Ряд этих последних явлений подтверждает пирогенную первичную природу минеральных компонентов горной породы, даже в случае образования паналлотриоморфной — кристаллобластической структуры.

Кристаллобластическая структура изученных пород обусловлена, с одной стороны, явлениями резорбции и кристаллизации новой твердой фазы, кристаллизацией при движении, явлениями автометаморфной перекристаллизации (образование биотита и пр.) и, наконец, влиянием диференциального давления в последнюю стадию кристаллизации породы. Особенно активными были изменения, сопровождавшие образование постериорного биотита,—это исчезновение запыленности плагиоклаза и образование резко выраженных сланцеватых текстур.

Последняя стадия кристаллизации пород данного комплекса отмечалась появлением магнетита и затем кварца, развитых мезостатически. Такое оруденение было более интенсивным в ряде основных пород, приводя иногда к обогащению магнетитом (до 20%).

Окварцевание пород сопровождало образование магнетита.

При окварцевании вытеснялись плагиоклаз, амфибол и биотит, и происходила перекристаллизация руды и пироксенов с изменением их состава, перераспределение и новое образование—привнос магнетита.

Такой процесс сопровождался образованием сланцеватой текстуры и кристаллобластической структуры, благодаря действующему одновременно диференциальному давлению.

Полное вытеснение вышеперечисленных минералов и замещение их кварцем приводило к образованию пород, по структуре и минералогическому составу относящихся к магнетито-пироксеновым сланцам и кварцитам. Также при метасоматозе возникали, вероятно, пироксеновые и пироксено-фаялитовые сланцы.

Образование всех этих пород должно быть отнесено к концу магматической эволюции изучаемого комплекса и происходило в пределах температурного интервала ниже точки инверзии $\beta \rightarrow \alpha$ кварца (около 600° при высоком давлении) и не ниже 400°, когда начиналась гидротермальная фаза и, всего вероятнее, не ниже 500° (судя по отсутствию продуктов разложения основного полевого шпата). Эти условия

могут быть названы гипомагматическими и магнетитовые кварциты и сланцы и пироксеновые сланцы должны быть отнесены частью к ряду автометаморфных пород, возникших при гипомагматическом метасоматозе.

Исходным материалом для образования подобных сланцев могла быть всякая порода изученного комплекса, образование же магнетитовых пород шло, вероятно, за счет более основных разностей комплекса [1], может быть ранее несколько обогащенных магнетитом, но магнетит возникал и при последующем распаде силикатов, содержащих железо, во время формирования рудоносной породы, и, наконец, просто привносился с кварцевыми растворами. При таком понимании процесс оруденения относится к одному и тому же магматическому циклу и может быть назван автометаморфным процессом.

Но в то же время не исключена возможность и метасоматического замещения аналогичного типа пород (гиперстеновые гнейсы и т. д.), но возникших из седиментогенного материала. Петрографическое оформление такого процесса, вероятно, близко описанному (!), но в этом случае первоначальная порода не содержала руды, и весь процесс можно рассматривать как метасоматическое ожелезнение первоначальной силикатной (или карбонатной) породы, т. е. как аллометасоматоз, аналогичный перимагматическому скарнообразованию в понимании Гольдшмидта и Ниггли. М. А. Усов называет скарнированием метасоматическое ожелезнение и первоначальных магматических силикатных пород (Темир-тау и Тельбес).

Намеченная гипотеза образования рудных сланцев основана на малом количестве наблюдений (маршрутных исследований) и требует дальнейшего детального сбора материала и проработки для окончательного обоснования и оформления.

Образование гранатовых пород, вероятно, было обусловлено также метасоматическими процессами, но не исключена возможность их образования и при трансформации основных пород, содержащих основной плагиоклаз и гиперстен (и, может быть, фаялит). Возможно, что частью эти породы возникли в конце той же магматической эволюции, приведшей к формированию разнообразных пород изучаемого комплекса.

Но частью, вероятно, образование их должно быть отнесено к последующему периоду, может быть связанному с действием растворов, сопровождавших интрузию микроклиновых гранитов.

Образование амфиболитов, амфиболовых, амфиболо-биотитовых и биотитовых—гнейсов, т. е. гнейсов-мигматитов, происходило, при инъекции в породы изучаемого комплекса микроклиновых гранитов и, может быть, олигоклазовых гранитов (гранодиоритов). В последнем случае,

[1] См. примечание на стр. 238—239.

олигоклазовые гранодиориты, может быть, являлись частью дифференциатами того же магматического цикла, и тогда такие мигматиты следует назвать автомигматитами.

Вероятнее всего, что к этому же моменту относится и трансформация магнетито-пироксеновых сланцев в грюнерит-куммингтонитовые сланцы, наблюдавшаяся в районе Шонгуй-вараки.

Инъекция гранитной магмой и образование мигматитов совершались в сравнительно низком температурном интервале, так как они приводили, кроме образования биотита, к постоянному возникновению эпидота. Реже, в инъецированной породе возникал микроклин. Наконец, типичной чертой возникших так мигматитов является почти постоянное содержание в них сфена, обычно отсутствующего в породах комплекса пироксеновых диоритов, подобно серии чарнокитов, описанной Холлендом для Ост-Индии (H. Holland, III, *173*, стр. 126).

Не входя в детальный обзор литературы об образованиях, аналогичных изучаемому комплексу, остановимся лишь на нескольких примерах, имеющих некоторый и специальный для нас интерес.

Ближайшим аналогом наших пород является серия чарнокитов Ост-Индии, описанная Холленд'ом (H. Holland, III, *173* и *174*) и позже Уошингтоном (H. Th. Washington, III, *294*). Аналогия распространяется на сходство отдельных представителей группы, вплоть до образования амфиболовой абиссальной фации основых представителей норитов, пироксенитов и бахиаитов, так и образования кислых диференциатов, называемых Холлендом одновременными кварцевыми жилами, иногда достигающими в Ост-Индии большой мощности. Лишь постоянное образование биотита в породах нашего комплекса нарушает аналогию условий формирования тех и других пород, которая восстанавливается при допущении первичной природы пород типа чарнокитов—мангеритов нашей серии. Ко всему этому еще следует добавить частью аналогичную нашим породам полосатую текстуру и гранулитовую структуру серии чарнокитов Ост-Индии.

Холленд уже указывал на аналогию между группой чарнокитов Ост-Индии и гранулитами Саксонии, описанными Леманом (J. Lehman, III, *203*, стр. 202—251) и на некоторое сходство с канадскими пироксеновыми гранулитами, серией Кортленда США, и, наконец, породами Скандинавии (III, *174*, стр. 6).

Уошингтон, производя еще более широкие сравнения с месторождениями подобных пород других стран (H. Th. Washington, III, *294*, стр. 334—337), отмечает для них, между прочим, такие общие особенности, как присутствие руды во всех членах ряда, не исключая кислых типов этих пород, постоянное более высокое содержание окислов железа, чем MgO, обычное превышение Na_2O над K_2O, за исключением более кислых пород, и, наконец, низкое содержание TiO_2 и P_2O_5, которые в общем повторяются и в наших породах.

Весьма интересны некоторые замечания, делаемые Холлендом в отношении железных руд и кварцевых одновременных жил.

Серия чарнокитов Ост-Индии моложе, чем сланцы Solem-Ahtur (долины) к которым приурочены железистые кварциты, содержащие магнетит, гематит, кварц и грюнерит (III, *174*, стр. 107 — 116, 145) и которые, повидимому, аналогичны по характеру породам Dharwaz системы.

С другой стороны, породы чарнокитовой серии часто „ассоциируют" в виде линз или полос (lenticular masses or bands) с железистыми кварцитами с грюнеритом, распространенными в нижних частях Dharwaz системы, что Холленд объясняет приуроченностью более молодых интрузий чарнокитов к слоям руды, если только вся эта серия не является просто метаморфизованной свитой осадочных пород, т. е. возраст рудоносных полос и чарнокитов один и тот же (III, *173*, стр. 194—196).

В другом же месте, при описании авгитовых норитов Холленд отмечает, что в норитах руда всегда „abundant" и тут же далее пишет, что кварцевые жилы не имеют „резких" границ с норитами (III, *173*, стр. 157), а скорее являются сеггрегациями в последних.

В другом месте (III, *173*, стр. 120 и 121), характеризуя кварцевые жилы, Холленд указывает, что они отличаются от чарнокита большей грубозернистостью и почти полным отсутствием железисто-магнезиального гиперстена и содержат кварц, микроклин с гранулами руды, а в других местах (Nilgris), где чарнокиты содержат гранат, жилы эти содержат кварц, полевой шпат, гиперстен и гранат. Наконец, тут же в подстрочном замечании Холленд отмечает, что часто замечал в богатых кварцем „жилах" значительное количество (considerable) руды несколько титанистой (Castle, Shevaroy Hills) и что можно встретить случаи, показывающие, что „iron ore is reserved for the final stages of consolidation".

Если сюда присоединить, по данным Хетча и Бейрона (Hatch, III, *162*, стр. 342—345; F. Baron, III, *69*, стр. 59) то, что в комплексе пироксеновых гранулитов Мадагаскара также встречены кварцево-магнетитовые и кварцево-актинолитовые сланцы (ассоциирующие с норитами и оливиновыми норитами), то все это дает указание на какую-то общую связь описанного оруденения с подобными комплексами пород и на возможное частичное сходство руд по генезису.

На территории Фенно-Скандинавского щита в Финляндии в районе Або (Åbo) были описаны пироксеновые гранодиориты Хакманом (V. Hackman, III, *157*) и гранодиориты в районе Ботнии Вайринен (H. Vayrynen, III, *284*).

В первом случае интрузия обладает небольшими размерами, и пироксеновые грано-диориты связаны переходами, с одной стороны,

с кварцевыми диоритами и норитами, а с другой стороны—с биотитовыми гранитами типа южного побережья Финляндии.

Во втором случае Вайринен подробно разбирает генезис минерального состава группы габбро, диоритов, гранодиоритов, кварц-диоритов и гранитов, представляющих одну серию пород, содержащих гиперстен, авгит и гранат и слагающих массив значительных размеров.

В обоих этих случаях гранодиориты относятся к верхам архея.

Наконец, Гольдшмидтом (и ранее Кольдерупом) в уже цитированных мною работах (III, *147* и *148*) подробно описываются три магматических комплекса каледонской складчатой цепи южной Норвегии палеозойского возраста, из которых для нас особый интерес имеет комплекс опдалит-трондьемита и, отчасти, комплекс иотун-норита—мангерита.

Близость химического состава (исходного) отдельных членов изучаемого нами комплекса пород к таковым же различных типов серии опдалит-трондьемита при разнице в условиях охлаждения—абиссальных глубин в нашем случае и меньших, вероятно, гипоабиссальных глубин для комплекса опдалит-трондьемита, наконец, тождественность условий кристаллизации, обусловленная присутствием воды, извлекаемой из окружающих осадочных пород, как это было отмечено уже раньше,—все это приводило в нашем случае к образованию пород, по минеральному составу тождественных или близких серии опдалит-трондьемита, но отличающихся весьма существенно по структуре и текстуре (и сближающихся несколько и в этом отношении лишь в протогиновой серии норвежских пород).

Интересно отметить, что в изучаемом случае повторяется образование пород, близких по химическому составу к опдалитам — этим замечательным породам, имеющим химический состав, близкий к среднему химическому составу изверженных горных пород, как указал на это Гольдшмидт (III, *147*, стр. 73), хотя возможно, что образование этих пород в нашем случае шло не путем диференциации, а путем синтектики.

Из приведенной табл. 48 видно, что наш гиперстеновый сиенитогранит отличается от среднего состава земной коры лишь содержанием щелочей.

С другой стороны, приведенная схема диференциации магмы в изучаемом случае является гораздо более сложной, чем для серии опдалит-трондьемита.

Образование андезинитов сближает явления диференциации нашего комплекса с группой иотун-норита—мангерита, а сопровождающее образование метасоматических рудных, пироксеновых и гранатовых сланцев совершенно обособляет процессы породообразования изучаемого комплекса от таковых для указанных серий каледонских интрузий.

Таблица 48

	Опдал. I	Опдал. II	III	IV	V
SiO_2	62.73	61.89	59.12	62.52	60.11
TiO_2	0.95	0.97	0.64	0.74	1.05
Al_2O_3	15.27	15.50	14.98	15.93	15.59
Fe_2O_3	0.96	0.92	2.11	2.95	3.15
FeO	4.44	4.57	4.33	3.30	3.88
MnO	0.07	—	0.09	—	0.12
MgO	3.95	4.20	4.32	3.01	3.54
CaO	4.50	4.87	4.98	5.14	5.16
BaO	0.06	—	—	—	—
Na_2O	3.33	3.56	4.35	3.45	3.90
K_2O	3.53	3.25	5.54	2.69	3.20
P_2O_5	0.16	0.15	0.28	0.27	0.30
S	0.04	—	—	—	—
	99.99	99.98	100.02	100.00	100.00

I—Опдалит, Норвегия, Austbery
II— „ „ „
} Анализы после вычитания H_2O, CO_2 и O.

III—Сиенито-гранит гиперстеновый. Р. Кола, Кольский п-в. (№ 615, табл. 40)

IV— Средний состав изверженных горных пород — По Clarke, 1924 (III, *98* стр. 26).

V— Средний состав изверженных горных пород — По Washington, 1924 (III, *99*, стр. 69)

Обогащение основных пород семейства габбро-норита магнетитом (и титаномагнетитом) путем выделения его в последнюю стадию кристаллизации является процессом давно известным и широко распространенным (III, *288*, стр. 6; III, *77*, стр. 270—299), но образование магнетитовых кварцитов путем метасоматоза при гипомагматических процессах в известной мне литературе не было описано.

Единственным известным мне примером близкого образования рудного кварцита является случай, описанный Эсколя (P. Eskola) для района Ориярви в южной Финляндии (III, *130*, стр. 241—243, 256—257, 259—263). (См. также H. Sjogren, III, *318* и *321*).

По трактованию Эсколя, рудные кварциты с сульфидами и кордиеритом возникают здесь при метасоматических процессах, сопровождавших интрузию олигоклазового гранита, путем замещения полевого шпата лептитовой породы кварцем. В других случаях метасоматические процессы приводят к привносу магнетита, FeO и MgO в амфиболиты с образованием полосчатых руд (banded iron ore), в которых слоики тонкозернистого магнетита и апатита (2.52% P_2O_5), мощностью от 1 до 10 мм, перемежаются с более мощными слоиками лептитовой породы, состоящей из кварца, плагиоклаза (80% An) и куммингтонита с типичной роговиковой структурой.

Такой процесс рудообразования по существу является уже близким, но не вполне аналогичным мною описанному.

Глава VI

КОМПЛЕКС ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ И ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Породы комплекса олигоклазовых гранитов развиты по преимуществу в северной части исследованного мною района, занимая здесь площадь больших размеров.

Но до начала моих работ уже были установлены некоторые существенные черты развитых в этом районе гранитов.

Так, краткие указания на развитие гранитов на западном Мурмане встречаются уже у. В. Бётлингка (W. Böthlingk, II, *2*), посетившего этот район Кольского полуострова в 1839 г., Д. Киля (II, *4*) и С. Буковецкого (II, *9*),

Если последние два автора ограничиваются только общими указаниями о распространении гранита на западном Мурмане, то Бётлингк (стр. 195), кроме того, характеризует граниты, указывая на постоянную перемежаемость гнейса с тонкими слоями гранита, бедного слюдой, так что обе породы нерасчленимы и должны считаться за одну. Комплекс этих пород, по Бётлингу, пересекается, кроме того, гранитными жилами, имеющими штокообразные вздутия (пегматиты?).

В дальнейшем некоторые важные черты развитых здесь гранитов выяснялись работами В. Рамсей (W. Ramsay), Б. А. Попова и А. К. Болдырева.

В. Рамсей в 1890 и 1897 гг. в своих двух очерках по геологии Кольского п-ва (W. Ramsay, II, *13*, *24*) характеризует эти породы как грубослоистые, серые гнейсо-граниты, состоящие из белого полевого шпата (микроклина и частью плагиоклаза), серого кварца и небольшого количества черной слюды. Грубая зернистость и грубая слоистость дают не всегда ясно различимую параллельную структуру (текстуру). Эти породы развиты, по Рамсей, на побережьи Кольского фиорда от берега Ледовитого океана и до Хлебной пахты (восточный берег фиорда) (II, *13*, стр. 7, 8).

В более поздней работе Рамсей (II, *24*) выделяет, кроме того, красные микроклиновые граниты, то среднезернистые, то крупнозернистые с пегматитовой структурой. Однако взаимоотношения этих гранитов к гнейсо-гранитам для Рамсей остались неясными. Гнейсо-граниты и граниты включают в себя мощные пласты роговообманкового

гнейса, обломки гранатового гнейса, являясь более молодыми образованиями (также моложе эклогитов, хлоритовых сланцев и роговообманковых сланцев южных частей Кольского п-ва).

Б. А. Попов в 1900 г. в краткой заметке (II, *26*, стр. 28), описывая гнейсо-граниты Лапландии с берега Мотовского залива (о-ва Китового-Титовского) указывает, что породы эти сильно вариируют по структуре и минералогическому составу. Структура (текстура) изменяется от параллельно слоистой гнейсовидной до настоящей гранитовой.

Изменение это связано с колебанием минералогического состава — участки, богатые темным минералом и плагиоклазом преимущественно обладают гнейсовидной текстурой, а участки светлоокрашенные-розовые, светлосерые с преобладающим микроклином приближаются по структуре к гранитам, иногда обладая параллельной структурой (текстурой). Гранитовидные участки часто имеют хорошо выраженные зальбанды, чего нет у гнейсовидных участков. Такая картина взаимоотношения этих двух пород и непосредственная связь гранитовидных участков породы с жилами гранита объясняется Поповым явлениями инъекции гранитов в слоистую, вероятно, первоначально осадочную породу.

В заключение Попов указывает, что слоистую структуру (текстуру) гнейсов надо считать первичной—до-инъекционной, параллельная же структура (текстура) гранитовидных участков могла возникнуть здесь, от двух причин, т. е. быть динамометаморфной и флюидальной по происхождению.

В 1913 г. А. К. Болдырев (II, *36*) в большой работе описывает граниты восточного Мурмана (побережья Сев. Ледовитого океана на восток от Кольского фиорда). Гранитный массив, описываемый Болдыревым, является восточным продолжением интересующего нас района. Из описания следует, что преобладающей породой в исследованном им районе является красный микроклиновый гранит, бедный биотитом, связанный переходами через серо-красный гранит с серым гранитом. В некоторых случаях граница между этим породами резкая, но в большинстве случаев они нерасчленимы. Серый гранит богаче плагиоклазом (более основным) и темным минералом, чем красный. Обе породы были интрудированы одновременно, и различие между ними произошло благодаря диференциации на магму, богатую SiO_2 и K_2O (красный гранит) и более основную и более богатую Na_2O (серый гранит). Диференциация эта, по Болдыреву, могла быть первичной, но не исключена возможность и „резорбционной диференциации", так как ему приходилось наблюдать разорбцию и ассимиляцию обломков слюдяных и слюдяно-амфиболовых сланцев (или гнейсов).

Жилы пегматитовых гранитов и кварцевые жилы представляют местные обособления гранитной магмы.

Таким образом, впервые установленные Б. А. Поповым явления инъекции и ассимиляции Болдыревым не считаются вполне доказанными (II, *36*, стр. 80) и признается лишь их локальная возможность (II, *36*, стр. 58).

Следует, однако, сказать, что возможно и некоторое различие пород восточного и западного Мурмана, что отмечено было еще в 1891 г. Л. Подгаецким (II, *15*, стр. 91—92), указавшим на преобладание гранитов в становище Гавриловском—восточный Мурман и гнейсов в становище Еретики—западный Мурман. Подобное же различие между гранитами восточного Мурмана у становища Териберка и Гаврилово и гранитами и гнейсами западного Мурмана у становища Еретики можно усмотреть в описании пород из этих мест у М. П. Мельникова, (II, *20*, стр. 167—171 и стр. 210—212).

Таковы главнейшие черты гнейсо-гранитов Мурманского побережья по данным перечисленных исследователей, если не останавливаться на некоторых, иногда интересных частностях, встречаемых у тех же авторов, а также у М. П. Мельникова (II, *20*), Х. Фейльдена и Б. Бонни (Feilden, Bonney, II, *24*) и в некоторых позднейших работах Б. Куплетского (II, *52*), Х. Хаусена (H. Hausen, III, *164*), данные которых будут использованы при дальнейшем описании.

Наконец, краткая характеристика комплекса олигоклазовых гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов делалась мною в различных работах (II, *38, 39, 43, 45, 50*), что также будет отмечено в дальнейшем.

ГЕОЛОГИЯ

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

К комплексу олигоклазовых гранитов и гнейсо-гранитов я причисляю породы, в составе которых плагиоклаз обычно преобладает над микроклином. Кислый плагиоклаз этих пород принадлежит, обычно к олигоклазу и, реже, к олигоклаз-альбиту и олигоклаз-андезину

Этот тип олигоклазовых гранитов иногда переходит в разности с микроклином, геологически тесно связанные с ними и, с другой стороны, в породы ряда диорита и более основные, которые пользуются также широким распространением и геологически также тесно связаны с первыми.

Сделанные маршрутные пересечения площади распространения этих гранитов — по фиордам Кольскому, Ура, Ара, Вичаны, Лица, Китовому (Титовскому), осмотр части побережья Ледовитого океана (см. карту маршрутов, часть II) и исследования по маршрутам между фиордами Вичаны и Ара от устья р. Ура до его южных границ и, наконец, наблюдения в верховьях р. Средней позволили установить что на юге массив этих гранитов граничит на бо́льшем своем протяжении со свитой сланцеватых слюдяных гнейсов и, частью, пироксе-

новых гнейсо-диоритов и гранатовых гнейсов, тогда как на севере срезается береговой линией Сев. Ледовитого океана и указали на его очень сложное геологическое строение и петрографический состав.

Для познания геологического строения этого комплекса пород необходимо детальное петролого-геологическое исследование, которое, прежде всего, несомненно выделит на площади их развития породы иного состава, как, например, микроклиновые граниты и различные кристаллические сланцы, так и выяснит его внутреннюю тектонику в целом.

Мои маршрутные исследования в состоянии дать только некоторые штрихи этой тектоники, которые в первом грубом приближении намечают канву к разрешению этих задач в целом.

Материалы маршрутных исследований не позволяют выделить и оконтурить тела более древнего или более молодого возраста, развитые на территории распространения комплекса олигоклазовых гранитов, но вскрывают все же нижеследующие черты строения этого массива.

Является, например, совершенно несомненным, что интрузия олигоклазовых гранитов произошла в область, ограниченную с юга свитой биотитовых и гранатовых гнейсов и частью интрузивными телами комплекса пород пироксеновых диоритов. Что составляло естественную границу этого комплекса на севере — неизвестно, так как граниты обрываются здесь на побережьи Сев. Ледовитого океана.

Обнаруженные на территории развития олигоклазовых гранитов мощные пачки (до 1 км мощностью) гранато-биотитовых и гранато-биотито-силлиманитовых (фиорды Кольский и Зап. Лица) и биотито-силлиманитовых гнейсов (фиорд Ара), а также многочисленные мелкие пластовые включения инъецированных биотитовых гнейсов позволяют предполагать, что в состав висячей кровли этого массива входили породы, давшие при контактово-инъекционном метаморфизме перечисленные типы гнейсов.

Обнаруженные пачки этих пород, вероятно, правильнее считать за сохранившиеся от абразии корни этой висячей кровли и, в некоторых случаях, отторженцами от нее.

Биотитовые гнейсы на южной границе массива, так и указанные пачки включенных пород интенсивно инъецируются по сланцеватости олигоклазовыми гранитами с образованием артеритов, небулитовых артеритов и различного типа мигматитов, обычно обладающих параллельной текстурой, которую следует считать, очевидно, палимпсестовой текстурой по терминологии Седерхольма.

Участки подобного типа пород на краю массива и около включенных корней висячей кровли создают картину согласной интрузии, что может быть не совсем правильно переносить на отношение интрузивных масс к окружающей их рамке геологических образований в целом.

Переходя к частям массива, отдаленным от его южной границы и от упомянутых остатков корней висячей кровли, мы встречаем здесь или пластовые включения пачек основных метаморфизованных пород — типа амфиболитов (см. фото, табл. VIII, фиг. 2) и биотитовых гнейсов (мигматитов) или же эруптивные брекчии-агматиты и небулитовые агматиты, обломками (глыбами) которых являются все те же основные породы (амфиболиты) (см. фото, табл. IX, фиг. 1).

Интрузивные массы гранитов почти всегда обладают гнейсовидным сложением, являющимся по происхождению то палимпсестовой текстурой (Седерхольм), то отражением истечения или флюидальности, то, наконец, кристаллизации или частичной перекристаллизации при условиях диференциального давления.

Простирание этой сланцеватости гнейсо-гранитов, гнейсо-диоритов согласно с пачками включенных пород и в общей сложности обрисовывает внутреннюю тектонику массива.

При сравнительно малом количестве наблюдений все же можно отметить преобладающее северо-западное простирание гнейсо-гранитов при падении под углом, обычно больше 60—65° то на северо-восток, то на северо-запад. Направление это в целом совпадает с простиранием южной границы массива и включенных в граниты остатков корней висячей кровли. Но в некоторых районах, как, например, между фиордами Ура и Ара и на восток от фиорда Китового изучаемый комплекс пород имеет меридиональное и даже северо-восточное простирание, постепенно переходящее в широтное и северо-западное. Если в первом из указанных районов можно пытаться искать причину такого изменения залегания в тектонических явлениях, которые сопровождались интрузией более молодых порфировых микроклиновых ара-гранитов, что вряд ли будет правильно, то в районе ф. Китового причину такого строения несомненно надо искать в чем-то другом. В свете собранных геологических материалов причина такой внутренней тектоники массива лежит, вероятнее всего, в общей ее сопряженности с тектоникой более древних пород, в которые были интрудированы олигоклазовые граниты. Останцами этой древней свиты пород являются здесь многочисленные пачки амфиболитов, гранатовых и биотитовых гнейсов, для которых допустим более древний возраст, как это ясно из всего ранее сказанного. Но возможно также, что часть этих амфиболитов является родственной, однокровной комплексу олигоклазовых гранитов, представляя более ранние диференциаты той же магмы.

При таком представлении, очевидно, комплекс олигоклазовых гранитов часто отпечатлевает на себе тектонику свит, им интрудированных и инъецированных, т. е. элементы ее первоначального залегания (простирание и падение).

Учитывая все эти данные, можно предполагать, что в свете систематики интрузивных тел по Гейеру и Клоосу массив олигоклазовых

гранитов занимает примерно следующее положение (P. Geijer, III, *144*; H. Cloos, III, *107*).

Интрузия олигоклазовых гранитов является, вероятно, синтектоничной с процессами складкообразования постсвионийского—саамского возраста, следствием чего в них развита была большей частью гнейсовая и гнейсо-гранитовая (отчасти) фация пород.

По своей форме интрузивное тело тоже неопределимо и может быть в данный момент охарактеризовано как ареал-плутон (plutonische Areale) первой величины.

Внутреняя тектоника этого интрузивного тела, повидимому, не самостоятельна и является в целом скорее согласной с тектоникой окружающих пород и конформной к линии контакта.

Вследствие этого наблюдается постоянная гармония между внутренней тектоникой гранитных масс и внешней тектоникой заключающих их гнейсов.

3. ВОЗРАСТ

Стратиграфическое положение комплекса олигоклазовых гранитов определяется следующим образом: комплекс олигоклазовых гранитов моложе свит гранатовых гнейсов, биотитовых гнейсов, габбро-амфиболитов и пироксеновых гнейсо-диоритов, но он древнее (повидимому см. главу III) рудоносного комплекса Сюдварангера, комплекса тундр Печенга-Кучин, микроклиновых порфировых гранитов и микроклиновых гнейсо-гранитов и других еще более молодых образований, как это указывалось мною выше. Эти данные позволяют отнести свиту олигоклазовых гранитов к древнему архею — „катархею" в прежнем понимании Седерхольма (III, *247*, стр. 197—217), архейскому в позднейшем его толковании (III, *244*, стр. 33—39) и, наконец, постсвионийскому в толковании настоящего времени (III, *246*, стр. 21—38; III, *247*, стр. 8—13). Интрузия олигоклазовых гранитов относится к постсвионийской эпохе диастрофизма, называемой мною саамской эпохой (см. главу XIV и сравнение с другими областями в конце этой главы).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

4. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Среди пород, принадлежащих к данному комплексу, можно различать следующее группы:

1) группа олигоклазовых гранитов (кварцевых диоритов), гранодиоритов и гранитов;

2) группа диоритов (и частью амфиболитов и габбро-амфиболитов);

3) пегматиты, аплиты и кварцевые жилы.

5. ГРУППА ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ И КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ

Только детальные исследования могут установить, какие из вышеперечисленных типов пород пользуются наибольшим распространением.

По наблюдениям маршрутного характера оказалось: значительным и может быть даже преобладающим по распространению являются олигоклазовые граниты или грано-диориты типа, развитого в окрестностях сел. Полярного б. Александровска.

Мегаскопически породы эти обладают то светло, то темнорозоватым цветом с серым, или бледнорозовым полевым шпатом, серым или даже дымчатым кварцем и черной слюдой.

Нередко, однако, окраска гранитов становится красной, но только на поверхности, благодаря поверхностной пигментации плагиоклаза при выветривании.

В таких случаях свежий излом дает обычную розовато-серую окраску олигоклазового гранита. Подобные явления могут, иногда, ошибочно приниматься за обогащение гранита микроклином, часто (но не всегда) обладающим красной окраской в этих районах.

Седерхольм указывает на аналогичную поверхностную пигментацию древних гранитов (олигоклазовых) из южной Финляндии района Barösundsfjard'a на запад от Гельсингфорса (J. Sederholm, III, *252*, стр. 9).

Олигоклазовые граниты обладают среднезернистой структурой с размером зерен до 2.5×2.5 мм или 3×3 мм (наиболее крупным является плагиоклаз) и иногда совершенно массивным сложением (обр. № 1793).

П. м. наблюдается обычно паналлотриоморфная структура — все минералы ксеноморфны за исключением биотита, который развивает грани (001), и структура породы часто приобретает характер кристаллобластической.

Но нередко можно встретить в той или иной степени и выраженный гипидиоморфизм плагиоклаза (и биотита) по отношению к кварцу (и микроклину).

Наконец, встречены были примеры развития олигоклаза в более крупных индивидах, отчего порода приобретала порфировидный характер (№ 25).

Массивная текстура является скорее редким случаем. Чаще порода обладает более или менее отчетливо выраженными признаками сланцеватости, приобретая гнейсовидный облик.

Сланцеватость особенно ясно подчеркивается расположением темных минералов—биотита (и изредка амфибола), но и в лейкократовых, разностях можно, иногда, отметить некоторое удлинение полевого шпата и кварца в определенном направлении.

Минералогический состав: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, добавочные минералы — эпидот, руда, апатит, циркон, ортит. Пере-

числение валового химического анализа образца № 1978 из окрестностей с. Полярного (на Ю в 1.5 км) на модальный минералогический состав дало нижеследующие результаты (табл. 49).

Таблица 49

	Биотит $(H,K)_2(Mg,Fe)_2Al_2Si_3O_{12}$	Ортоклаз $KAlSi_3O_8$	Альбит $NaAlSi_3O_8$	Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	Эпидот $HCa_2Al_2FeSi_3O_8$	Цоизит $HCa_2Al_3Si_3O_{12}$	Магнетит Fe_3O_4	Ильменит $FeTiO_3$	Кварц SiO_2	Σ	Dif	Анализ обр. № 1978
SiO_2 . .	2.02	5.68	24.85	4.19	0.05	0.74	—	—	37.24	74.73	—	74.73
TiO_2 . .	—	—	—	—	—	—	—	0.21	—	0.21	—	0.21
Al_2O_3 . .	1.14	1.60	7.02	3.55	0.03	0.62	—	—	—	13.96	— 0.67	13.29
Fe_2O_3 .	—	—	—	—	—	—	0.85	—	—	0.85	—	0.85
FeO . .	0.80	—	—	—	0.02	—	0.38	0.19	—	1.39	—	1.39
MnO . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+ 0.01	0.01
CaO . .	—	—	—	1.95	0.03	0.46	—	—	—	2.44	—	2.44
MgO . .	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	0.45	—	0.45
K_2O . .	0.52	1.48	—	—	—	—	—	—	—	2.00	—	2.00
Na_2O . .	—	—	4.26	—	—	—	—	—	—	4.26	—	4.26
$H_2O>100°$	0.10	—	—	—	0.002	0.03	—	—	—	0.132	+ 0.278	0.41
$H_2O\leqslant100°$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
%	5.04	8.77	36.14	9.65	0.19	1.86	1.23	0.40	37.24	100.42	—	100.14

При перечислении минералогического состава по системе Джохенсена (A. Johansen, III, *189*) получаем следующие результаты: (табл. 50).

Таблица 50

Кварц	37.20	40.52		
Ортоклаз	8.77	9.58	19.20	
Плагиоклаз	45.79	49.90	80.80	$Ab_{79}An_{21}$
Quafeloid	91.76%	100.00%	100.00	

Биотит	5.00	Quarfeloids	91.76	Класс 2
Магнетит	1.23	Плагиоклаз	Ab_{79} An_{21}	Порядок 2
Ильменит	0.40	Qu : (Or + Pl)	40.52 : 59.48	Сем. 6.7.8.9.10.
Эпидот 0.19	2.05	Or : Pl	18.20 : 80.80	Сем. 0.4.9.14
Цоизит . . . 1.86			—	Сем. — 9
Mafeloid	8.68%		2.2.9 — Гранодиорит	

Эпидот причислен к темноцветным компонентам на основании того, что есть основание предполагать его образование за счет амфибола при реакции превращения амфибола, как об этом будет сказано дальше.

Цоизит частично образовался за счет плагиоклаза, и вычисленное количество является, вероятно, несколько преувеличенным.

Причисление его к светлоокрашенным минералам, или перечисление на плагиоклаз, несколько увеличило бы основность последнего, но в общем не изменило бы положения породы в системе классификации Джохенсена (Johansen).

Плагиоклаз обычно в более крупных зернах, чем кварц и, иногда, одинакового с последним размера, почти всегда ксеноморфен, или изредка развивается идиоморфизм по отношению к кварцу и микроклину. Узкие двойники по альбитовому и, изредка, по периклиновому и карлсбадскому законам. Изредка встречаются мелкие и неправильные антипертитовые вростки микроклина с типичной для него решеткой.

Включения кварца или неправильной формы, или же, изредка, имеющие форму слегка округленного корродированного ромба с погасанием, указывающим на бипирамидальный характер развития кристаллика (модификация α-кварца по β-кварцу, шлиф 1979 и многие другие) (O. Mügge, III, *215*; Wright and E. Larsen, III, *303*).

Редко в качестве включений встречается руда—магнетит, апатит циркон и, исключительно редко, биотит. Интересен случай включения идиоморфного биотита в антипертитовом вростке микроклина в плагиоклазе (№ 1793).

В различных образцах (обр. № 1793, 3, 10) наблюдались в олигоклазе выделения мелких гексагональных, просвечивающих листочков гематита, указывающих на авантюриновый характер плагиоклаза, т. е. на распад твердого раствора при охлаждении. Обычно центральная часть зерен олигоклаза гуще заполнена такими включениями гематита.

Зерна плагиоклаза, в большинстве случаев, очень свежи, или в них заметно только незначительное помутнение, но иногда помутнение сопровождается выделением листочков серицита (парагонита?) и образованием жилок кальцита.

В других случаях заметно выделение зерен цоизита на границе плагиоклаза и микроклина, и, иногда, развиваются узкие каемочки мирмекита.

Изредка в зернах наблюдается волнистое погасание. Вычисленный состав плагиоклаза из валового химического анализа дал Ab_{79} An_{21} (см. выше — 21% An). Многочисленные определения оптическим путем давали содержание 20% An.

Кварц. Можно и следует различать несколько генераций кварца.

1) Кварц, включенный в полевой шпат, развит в небольшом количестве. Вростки такого кварца изредка имеют пойкилитический

характер развития и тогда округлые, как бы корродированные контуры. Для объяснения генезиса такого кварца вполне допустимо предположение, что это реликтовый минерал из более древней, не вполне резорбированной породы.

Помимо такого кварца, существует, как уже отмечалось выше, включенный кварц, с бипирамидальным характером развития.

Повидимому, такой кварц должен считаться ранней фазой выделения как надэвтектический компонент. Анализ и перечисление на минералогический состав описываемого гранита дают основание к такому предположению, ибо по Фогту (J. Vogt, III, *290*, стр. 384; III, *29*) эвтектика кварц-микроклин определяется в 26% кварца и 74% микроклина (31% ортоклаза, 43% альбита с примесью Ап); а по П. Н. Чирвинскому: 74—75.5% полевого шпата и 26—24.5% кварца (III, *57*, стр. 596; III, *56*).

2) Кварц, развитый в больших зернах, равных по величине полевому шпату, ксеноморфен, изредка включает зерна олигоклаза, микроклина и биотита. Заметны включения жидкости. Слабо выраженное волнистое или столбчатое погасание, доходящее изредка до начальной степени мозаичной структуры, говорит лишь о слабой механической деформации кварца.

Иногда этот кварц вместе с микроклином обнаруживает характер мезостатического расположения между зернами плагиоклаза.

3) Кварц — мирмекитовых сростков, как известно представляющий минерал девтерогенный (F. Becke III, *76*; J. Sederholm III, *250*, стр. 63 и 140), образовавшийся благодаря действию циркулирующих магматических растворов, вероятно, в пневматолитическую стадию эволюции породы. Количество подобного кварца в породе незначительно, и он встречается не во всех образцах.

Микроклин. Различимы две генерации: 1) микроклин в антипертитовых вростках в олигоклазе. Количество подобного микроклина очень незначительно. Форма вростков неправильная. Генезис этого микроклина обычный — распад твердого раствора при понижении температуры. 2) В других образцах встречается микроклин, развитый в крупных зернах, иногда достигающих размера плагиоклаза. Но при обычно небольшом его содержании в породе микроклин развит мезостатически между зернами плагиоклаза, и ксеноморфен по отношению ко всем минералам. Всегда выражена типичная решетка, и изредка видны пертитовые тонкие вростки. В контакте микроклина с плагиоклазом возникают мирмекитовые образования. Микроклин обычно свежий, но иногда переходит в мусковит.

Биотит. Обычно бурого цвета с полихроизмом: n_g (n_m) — темнобурый $> n_p$ соломенно-желтый.

В большинстве случаев располагается между зернами плагиоклаза и кварца вместе с мелкими зернами кварца и микроклина. Если коли-

чество биотита увеличивается (обр. № 1793), то при указанном расположении происходит облекание биотитом зерен кварца и плагиоклаза. Биотит ксеноморфен, или развивает грани (001), часто включает сетку сагинита, включает циркон, окруженный полихроичными ореолами, кварц, апатит, сфен. Изредка встречаются биотито-кварцевые симплектиты (J, Sederholm, III, *250*, стр. 125). Часто биотит ассоциирует с крупными зернами эпидота. Наконец, следует отметить наблюдавшиеся случаи несомненного замещения биотита кварцем и плагиоклазом и, обратно—развитие биотита по трещинам спйности в плагиоклазе.

Добавочные минералы:

апатит — то идиоморфный, то в округленных зернах;

циркон — идиоморфный, или несколько округленные формы, иногда в биотите и тогда окружен полихроичным ореолом;

руда — неправильные выделения магнетита и пирита, развитые то по трещинам полевого шпата, то мезостатически. В небольшом количестве кальцит (в полевом шпате), мусковит и микроклин и идиоморфный эпидот в ассоциации с биотитом.

Химический анализ о разца (№ 1978) описанного типа породы, взятой в 1.5 км на Ю от с. Полярного, выполненный в химической лаборатории Института геологической карты химиком Б. М. Френкель, дал следующие результаты.

Таблица 51

	№ 1978	Мол. числа	Магматическая формула по Левинсону-Лессингу
SiO_2	74.73	1.251	SiO_2
TiO_2	0.21	—	
Al_2O_3	13.29	0.141	0.146 R_2O_3
Fe_2O_3	0.85	0.005	
FeO	1.39	0.019	0.067 — RO
MnO	0.01	0.0001	
CaO	2.44	0.037	
MgO	0.45	0.011	
K_2O	2.00	0.021	0.09 — R_2O
Na_2O	4.26	0.069	
пот. при прок. гигроск. вода	0.10	—	
	100.14	—	

1.1 $\overline{RO}$ · R_2O_3. 8.6 SiO_2

$\beta = 24$

$\alpha = 42$

$\gamma = 4.1$

0.157 $\overline{RO}$ $R_2O : RO = 1.3 : 1$

Гранитная магма

Приведенная магматическая формула по Левинсону-Лессингу (III, *30*) может быть заменена новой упрощенной формулой, предложенной им в 1925 г. (III, *31*, стр. 87): $R_{1,1} \cdot \alpha_{4,2}$, или $+\frac{1.1}{4.2}$

По Ф. Ю. Левинсону-Лессингу мы должны причислить описываемую породу к калиево-натровому типу гранитов (III, *31*, стр. 187) и укладывающемуся в рамки символа типичного гранита, или эвгранита $+\frac{0{,}8-1{,}1}{3{,}8-5}$ (III, *31*, стр. 187).

Интересно здесь отметить, что рамки химической классификации пород по Левинсону-Лессингу здесь расходятся с рамками семейств пород минералогической классификации по Джохенсену (Johansen) (см. выше).

Охарактеризованный тип гранита (грано-диорита) очень устойчив по качественному минералогическому составу. Достаточно указать на постоянство состава плагиоклаза, ибо более сотни оптических определений, произведенных в различных образцах, давали почти всегда состав олигоклаза с содержанием 20% An. Отклонение состава в сторону увеличения содержания анортита обычно сопровождается увеличением темноцветных компонентов, т. е. возрастанием основности породы, тогда как появление более кислого плагиоклаза, иногда даже состава альбита, связано во многих случаях с постериорными процессами, куда надо отнести следующие случаи: 1) натровый метасоматоз, вызванный действием более молодых основных пород, 2) часто происходящую декальцификацию плагиоклаза при явлениях дислокационного метаморфизма, например: в поясах какиритов-катаклазитов, милонитов и т. д. и 3) наконец отмечено было появление более кислого плагиоклаза при обогащении породы микроклином.

В то же самое время количественный минералогический состав подвергается большим колебаниям.

Обычно наибольшим колебаниям подвержено количество микроклина, биотита и, реже, кварца. Уменьшение количества темноцветного компонента-биотита — приводит к образованию лейкократовых разностей — аляскитового типа плагио-гранита или кварцевого диорита.

Уменьшение биотита иногда сопровождается увеличением микроклина, но это происходит не всегда. Лейкократовые разности геологически, постепенными переходами тесно связаны с гранитами описанного типа, и в большинстве оба типа пород не расчленимы друг от друга, составляя одно целое. Обычная картина их взаимоотношений выражается в том, что оба типа пород располагаются полосами, с согласным простиранием и падением сланцеватости, не имея в то же время резких границ друг к другу. Иногда, однако, более лейкократовая порода залегает в виде пластин—характера пластовых интрузий в мезократовых породах, имея резкие границы соприкосновения с вмещающей породой. Мощность таких пластовых жил колеблется от нескольких сантиметров до метра и более в поперечнике.

Частое их появление создает артеритового типа текстуры пород (по Седерхольму).

Увеличение количества микроклина иногда приближает породу к нормальному типу гранита и обнаруживается мегаскопически появлением розовой или красной окраски породы. Однако, как уже указывалось выше, пигментация полевого шпата не всегда связана с появлением микроклина. Это создает затруднения при наблюдениях в поле и иногда приводит к неправильному заключению о взаимных отношениях названных типов пород. Помимо того, если в одних случаях увеличение количества микроклина в граните является следствием процессов, происходящих во время длительной магматической жизни массива олигоклазовых гранитов, то в других случаях, вероятно, такое изменение состава связано с новыми интрузиями, собственно, микроклиновых гранитов более молодого возраста. Выяснение причин возникновения богатых микроклином гранитов, в отдельных случаях, бывает очень затруднительно.

Примером гранита аляскитового типа может быть обр. № 26 из обнажения 83 на южном берегу губы Оленьей. Состав в порядке убывания количества: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит и добавочные — апатит и руда.

Плагиоклаз сильно пелитизирован и изменен частью в альбит с содержанием 20% An., двойники по альбитовому закону, иногда идиоморфен по отношению к микроклину, включает округлые зерна кварца и имеет вростки антипертита.

Микроклин ксеноморфен, с типичной решеткой, изумительно свежий и имеет пертитовое прорастание альбитом:

$$\perp(001)\ n_g\ 88,\ n_m\ 6,\ n_p\ 85;\ 2V(\ddagger) = 82°.$$

Кварц в небольшом количестве ксеноморфен и с волнистым погасанием.

Биотит в мелких листочках с цветами полихроизма по n_g бурый $> n_p$ желтый. Иногда ассоциирует с эпидотом и мусковитом.

Уменьшение количества микроклина в таких породах и даже часто его полное исчезновение является связанным, частью с возникновением реакции взаимодействия между ортоклазом магматического расплава и ранее выкристаллизовавшимся метасиликатом магния и железа и приводит к одновременному обогащению породы биотитом. В других случаях такую же роль играет реакция между расплавом гранита и захваченным ксеногенным материалом (роговые обманки).

Иногда в описанного типа породах (грано-диоритах) уменьшается сильно количество кварца, иногда же наблюдается, наоборот, весьма заметное обогащение породы этими минералами.

Такая силицификация породы происходила, вероятно, в последнюю стадию магматической жизни гранитов, как это было выяснено в других районах (район тундр Подвыд, Толпывыд и многие другие места на восток от ж.-д. линии).

В олигоклазовых гранитах иногда наблюдалось замещение биотита кварцем с образованием остаточного скелета руды и рутила (сагинита) в новообразованной псевдоморфозе кварца. Следует отметить, что подобные же образования были описаны раньше Болдыревым для гранитов восточного Мурмана (II, *37*, стр. 55). Вновь образованный кварц в такой породе, вероятно, является низкотемпературной модификацией кварца, что в свою очередь дает указания на температурные условия, при которых протекала силицификация породы.

6. ГРУППА ДИОРИТОВ

Подробно описанные олигоклазовые граниты—грано-диориты не являются крайним пределом отклонения состава породы в сторону большей основности. В большинстве обнажений можно наблюдать, что породы типа грано-диорита постепенными переходами связаны с более основными породами—ряда диорита, причем эти последние залегают обычно также полосами той или иной мощности и совершенно согласными с полосами пород грано-диоритового ряда. Границу между обоими типами пород провести почти всегда трудно, настолько постепенен переход между ними и настолько, очевидно, неразрывна их генетическая связь. Переход обычно выражается появлением большего количества темного минерала биотита, сопровождаемого часто эпитодом и, иногда, нового компонента породы—амфибола и изменением розоватой или красноватой окраски породы в серую (при полном исчезновении микроклина). Только лейкократовые—аляскитового (или аплитового) типа разности гранита залегают обычно в виде пластовых жильных интрузий (или секущих) и образуют резкие границы по отношению к породам диоритового типа, также как и по отношению к грано-диоритам, как это уже отмечалось ранее.

Очень важно отметить также, что там, где удается прослеживать полосу диоритовой породы по простиранию, можно часто наблюдать на протяжении обнажения переход ее в лейкократовые разности типа грано-диорита, или даже в разности с еще меньшим содержанием темноцветного компонента. Морфологически аналогичного характера взаимоотношения и переходы пород друг в друга описывались и отмечались многими авторами—Феннером для гранита и гнейсов прекембрия Нью-Джерсей (Cl. Fenner, III, *130*), Швенкелем для гнейсов и гранитов Шварцвальда (Schwenkel, III, *237*), Эсколя для олигоклазовых гранитов Ориярви южной Финляндии (P. Eskola, III, *15* стр. 65), Седерхольмом (J. Sederholm) в его многочисленных работах о явлениях инъекции и ассимиляции в Финляндии.

Такие полосы диоритов морфологически аналогичны включениям в граниты (и гранодиориты), но таким включениям, состав которых непрерывными переходами связан с более кислой включающей породой.

В свою очередь в этих полосах диоритового состава пород изредка встречаются участки еще более основных метаморфических пород типа амфиболита, амфиболового гнейса (мета-габбро и диорита).

Мегаскопически породы диорита обладают серым цветом, среднезернисты, почти всегда имеют отчетливую сланцеватость благодаря расположению биотита и часто присутствующего амфибола и, наконец, иногда удлиненному характеру развития зерен кварца и плагиоклаза (в меньшей степени).

П. м. (обр. №№ 6 и 6а) обнаруживается паналлотриоморфная и даже гранобластическая структура и ясная сланцеватая текстура. Помимо того, иногда цветные компоненты—биотит и амфибол—располагаются, облекая кварц и плагиоклаз, создавая петлеобразную текстуру.

Минералогический состав: плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол, эпидот и микроклин и добавочные минералы—циркон, апатит и руда.

Плагиоклаз ксеноморфен с двойникованием по альбитовому и периклиновому законам, содержит редкие включения биотита, амфибола, кварца и циркона и обычно переполнен мелкими игольчатыми включениями, ближе не определимыми, и содержит 28—30% Ап.

Кварц ксеноморфен в крупных зернах, как и плагиоклаз, или же в мелких зернах, заполняющих вместе с темными минералами промежутки между зернами плагиоклаза. Наблюдается слабое волнистое погасание и, редко, появление мозаичной структуры.

Биотит в листочках, располагающихся между крупными зернами плагиоклаза и кварца, частью ассоциирует с амфиболом. В биотите наблюдались включения циркона с полихроичными ореолами, апатита, кварца и выделения руды по трещинам спайности; полихроизм—n_g темнобурый $> n_p$ желтый.

Амфибол ксеноморфен и ассоциирует то с биотитом, то с эпидотом, включает апатит и руду; $n_g : C = 15°$; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый, $2V(\pm) = 65.5°, -56.5°, -55.5°$ и в некоторых, случаях повидимому, еще меньше (но больше—45°); очевидно содержит примесь главкофановой молекулы.

Микроклин, в очень малом количестве и в мелких зернах с типичной решеткой, располагается всегда мезостатически.

Эпидот в аггрегатах, ассоциирующих с биотитом.

Апатит в округлых зернах; циркон также в округлых зернах, с полихроичными ореолами во включающем биотите. Руда--в амфиболе и по трещинам в биотите, или же располагается между зернами плагиоклаза.

Эта порода состава диорита переходит постепенно в породу, уже не содержащую совершенно амфибола и состоящую из плагиоклаза, кварца, биотита, ассоциирующего с эпидотом и небольшого количества апатита, циркона и сфена (обр. № 6а).

Плагиоклаз 22—23% Ап и также содержит игольчатые включения. Биотит тождествен описанному образцу, но помимо отдельных листоч-

ков образует кучки-аггрегаты, ассоциирующие с зернами эпидота, иногда идиоморфными, иногда включает сагенит и веретенца сфена и иногда переходит в хлорит и в мусковит. Кварц со слабым волнистым погасанием или начинающейся формироваться мозаичной структурой.

В образце диорита с о-ва Екатерининского (обн. 110, обр. № 30) при тождестве породы с описанным типом (№ 6) плагиоклаз иногда обладает слабо выраженной зональностью состава с содержанием 20—22% An в краевой части зерна и до 26% An в средней части; на краю, кроме того, наблюдается иногда антипертит. В отдельных зернах содержание An в плагиоклазе доходит до 28%. Порода содержит немного микроклина и амфибола. Биотит ассоциирует с эпидотом.

Очень интересным с геологической точки зрения оказался образец № 1932, взятый из полосы породы диоритового характера из обнажения в $1^1/_2$ км на юг от с. Полярное (вместе с образцом анализированного гранодиорита, см. выше табл. 49). Порода обычного вида для описываемых диоритов и обладает ясной сланцеватостью. Под микроскопом в редких случаях наблюдается гипидиоморфизм у плагиоклаза и амфибола. Минералогический состав: плагиоклаз, биотит и амфибол почти в равных количествах, кварц, эпидот и добавочные минералы: апатит и сфен.

Плагиоклаз с содержанием 30% An.

Особенного внимания заслуживают взаимоотношения биотита, амфибола (обыкновенная роговая обманка), эпидота и кварца. Биотит обычно ассоциирует с амфиболом, то его прорастая по призматической спайности и по другим направлениям, то окружая его в виде венчика. Взаимоотношения обоих минералов указывают на переход амфибола в биотит. Иногда венчик образующегося биотита пронизан червеобразными вростками кварца, т. е. представляет биотито-кварцевый симплектит, по терминологии Седерхольма (J. Sederholm, III, *250*). Помимо того, большая часть образующегося так биотита включает эпидот, или ассоциирует с ним. Эпидот развит то в идиоморфных зернах, то в аггрегатах. В шлифе видно также, что в местах, где произошло почти полное замещение амфибола, образуются аггрегаты, состоящие из биотита, биотито-кварцевого симплектита и эпидота, и местами в таких аггрегатах еще сохраняются участки уцелевшего амфибола.

В обр. №№ 21 и 1971 лейкократовой разности грано-диорита, находящегося в контакте с описанной породой, роговая обманка сохранилась только среди аггрегатов в биотите. Кроме того, здесь уже появляется некоторое количество микроклина, обычно располагающегося мезостатически.

Плагиоклаз также более кислый с 23% An. Амфибол $n_g : C = 17°$; n_g — темносиний $\geq n_m$ темнозеленый $> n_p$ — зеленовато-желтый ($n_g - n_p$) = 0.012; 2V небольшой.

Для полноты картины описываемых взаимоотношений и возможной генетической связи полос пород диоритового состава с пачками, или пластами пород типа амфиболитов, опишем несколько интересных случаев взаимоотношений этих последних пород с гранитами.

1) В обнажении 22 на западном побережьи Кольского фиорда, между губами Кислой и Сайда, обнаружено включение небольшой мощности пласта амфиболита (обр. № 300), содержащего: плагиоклаз, амфибол, биотит, кварц и эпидот и добавочные — апатит, сфен, ортит, циркон, руда и кальцит. Структура породы гранобластическая с ясной сланцеватостью и частью с облекающим расположением темных минералов вокруг полевого шпата.

Плагиоклаз в виде более или менее удлиненных по сланцеватости зерен с двойниками по периклиновому и альбитовому законам; включает биотит, амфибол, кварц и апатит и содержит 31—34% An. Иногда имеет измененное ядро, вероятно, более основного характера.

Амфибол обладает: $n_g : C = 18°$; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ светлозеленовато-желтый; $2V(\pm) = 61°$, ассоциирует с биотитом, совершенно отчетливо переходя в него.

Биотит двух типов. Один тип развит в виде крупных листочков, то ассоциирующих с амфиболом, то независимо от него и обладает по n_g темнобуровато-зеленым цветом $> n_g$ светложелтый, содержит выделения сагинита и небольшие веретенца или кристаллики сфена. Другой тип биотита, несомненно образующийся за счет амфибола, обладает иногда желтым цветом, но иногда по цвету не отличим от первого. С биотитом иногда ассоциирует и эпидот в виде аггрегата или крупных зерен, иногда с ортитовым ядром желтого цвета. Биотит частью хлоритизирован.

Интересно отметить содержание в породе довольно значительного количества апатита и довольно крупных выделений руды-магнетита, располагающейся мезостатически между зернами плагиоклаза или других минералов.

Подобного типа амфиболит переходит в породу, отличающуюся от описанной почти полным исчезнованием амфибола с замещением его биотитом, ассоциирующим с крупными выделениями эпидота сильно полихроичного. В породе также обильны выделения апатита и руды-магнетита и кубиков пирита, а биотит иногда переходит в зеленый хлорит. Кроме того, в отличие от предыдущей породы здесь содержится значительно больше кварца.

Интересно отметить, что кварц иногда заключает эпидот, а руда развита мезостатически между зернами кварца.

Плагиоклаз содержит 32—33% An.

Порода эта рассекается по сланцеватости жилкой лейкократового кварцевого диорита (плагиоклаз 28—29% An), содержащего также выделения руды (обр. № 301). Эта порода в свою очередь переходит

в диориты (обр. № 299) с гранобластической структурой и сланцеватой текстурой с облекающим расположением биотита вокруг светлых минералов.

Плагиоклаз содержит 17—18% An и изредка антипертитовые вростки микроклина.

Биотит ассоциирует с эпидотом, развитым в аггрегатах.

Кварц, включенный в плагиоклаз имеет, иногда, форму ромба, указывающего на бипирамидальный характер развития бывшей модификации β-кварца и обладает слабым волнистым погасанием. Порода содержит небольшое количество микроклина в мезостазисе.

Гнейсо-диориты описанного характера перемежаются с согласно залегающими полосами еще более лейкократовых разностей кварцевого диорита, содержащего лишь редкие кучки биотита, ассоциирующего с эпидотом.

Плагиоклаз содержит 18—20% An.

2) В другом случае (обнажение 19а) на о. Кувшин в олигоклазовые граниты включена пачка амфиболитов (обр. № 74), содержащих: амфибол, микроклин, плагиоклаз, биотит и кварц и добавочные — эпидот и апатит и руду. Структура породы гранобластическая с ясной сланцеватостью.

Амфибол имеет развитыми грани призмы (110) и часто переходит в биотит, проникающий по трещинам и как бы его разъедающий; оптические свойства: n_g: C = 18—19°; n_g темносине-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ светлозеленовато-желтый.

Микроклин располагается между зернами амфибола, имеет типичную решетку и струйчатое микропертитовое прорастание: 2V (±)—84°; ⊥ (001) n_g 82°, n_m 9°, n_p 86°, редко включает кварц, амфибол и плагиоклаз, образуя на границе с последним мирмекит.

Плагиоклаз идиоморфен по отношению к микроклину, включает кварц и амфибол, зонален и с измененным ядром. В одном случае удалось установить содержание 30% An в ядре и 20% An на краю.

Кварц в небольшом количестве и ксеноморфен.

Биотит ассоциирует почти всегда с амфиболом, располагаясь в нем неправильными участками и пятнами, как бы разъедая последний — n_g темнооливково-зеленый до желтого $> n_p$ светло-желтый.

Описанный амфиболит переходит постепенно в породу (обр. № 73) аналогичную уже описанной породе № 6 с побережья Екатерининской гавани диоритового состава и содержащую амфибол и биотит. Амфибол обладает цветами полихроизма n_g темносиневато-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ светлозеленовато-желтый.

Плагиоклаз в большом количестве 24—22% An.

Биотит большей частью ассоциирует с амфиболом и реже развит самостоятельно — n_g зеленовато-бурый $> n_p$ светложелтый.

Микроклина небольшое количество в мезостазисе.

Полканов.

Наконец, эта последняя порода в свою очередь связана переходами с диоритом, содержащим в качестве темноцветного компонента только биотит, который сопровождается эпидотом, иногда с ортитовым ядром (обр. №№ 75 и 76). Подобного типа диорит содержит немного микроклина и перемежается с полосами лейкократовой породы типа гранодиорита. Диоритового типа порода имеет более основной плагиоклаз с содержанием до 27% An, а гранодиориты несколько более кислый плагиоклаз с содержанием 20—22% An.

3) В других случаях, и в особенности в южной части поля развития олигоклазовых гранитов, заключенными породами являются биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, причем и здесь иногда замечаются постепенные переходы между грано-диоритами и заключенными гнейсами.

Во всех этих случаях является несомненным, что магма более кислого состава проникала и пропитывала более основнные породы. Такое воздействие приводило к образованию пород, морфологически сходных с мигматитами Седерхольма (Sederholm). По морфологическому характеру можно различать артеритовые мигматиты, когда инъецирующая и инъецируемая породы разграничены более или менее отчетливо, и небулитовые артеритовые мигматиты, когда более старая порода представлена туманными полосами, неотделимыми от инъецирующего материала. Это наиболее широко распространенный в настоящем случае морфологический тип мигматитов (I. Sederholm, III, *252*, III, *255*).

Имея в виду такие взаимоотношения еще в 1914 г. в своем кратком отчете и затем в последующие годы, породы, развитые в северной части Кольского фиорда, мною названы были мигматитами (II, *43*, стр. 248; II, *45*, стр. 591; II; *50*, стр. 941).

4) Однако, кроме того встречается и иной морфологический тип взаимоотношений олигоклазовых гранитов с более основными породами.

А именно, основные породы часто включены в плагиоклазовые граниты в виде отторженцев, имеющих то угловатые, то более или менее изометрические округлые формы и самые разнообразные размеры. Эти отторженцы обычно принадлежат породам типа амфиболита, диоритам или продуктам их изменений.

Иногда эти отторженцы являются совершенно одинокими, как, например, включенные отторженцы близ водопровода—тарана биологической станции (обн. 117 и 118) и тоже у здания спасательной станции в Екатерининской гавани, где включены амфиболиты, уже обогащенные слюдой, или, например, включение массивного амфиболита, или мета-габбро, по берегам губы Кислой близ колонии Торос о-ва (обн. 20) и в основании отвеса юго-восточного берега губы-фиорда Большой Волоковой (обн. 245) и во многих других местах.

Часто такие отторженцы сгруппированы на определенных участках, образуя эруптивные брекчии-агматиты, как, например, эруптивная брекчия метагаббро в районе колоний Б. и М. Карелинских (обн. 4)

(см. фото, табл. IX, фиг. 1), эруптивная брекчия метагаббро, или массивного амфиболита на северном берегу фиорда Большой Волоковой у его устья (обн. 240), или эруптивная брекчия массивного сложения диоритов в юго-вост. части Сайда (обн. 25).

В. Рамсей (W. Ramsay) указывает на включения гранатового гнейса в районе лопарского рыболовного лагеря у мыса Сального на восточном берегу Кольского фиорда (II, *13*).

Отдельные глыбы таких отторженцов имеют то достаточно резкие контуры, то граница включения к заключающей породе не различима, и само включение заметно изменяется, принимая характер туманности — небулита по терминологии Седерхольма (J. Sederholm, III, *252*; III, *255*; III, *254*).

Подобного типа агматиты частью небулитового характера наблюдались мною в отвесных стенах западного берега Кольского фиорда между колонией Торос о-в и устьем губы Лодейной (обн. 7), или на восточном берегу Кольского фиорда у устья губы Тюва и на север от нее к губе Большой Волоковой (обн. 247, 248, 250, 252) и многих других местах.

Остановимся кратко на изменениях, претерпеваемых небулитовыми включениями в районе губы Тюва. Вдали от берега фиорда (около 1 км) здесь были встречены пластовые включения плагиоклазового амфиболита (обр. № 42) и пироксено-плагиоклазового амфиболита (обр. № 43, обн. 247 и 249). Обе породы обладают кристаллобластической структурой и сланцеватостью. Первая состоит: из амфибола, плагиоклаза биотита и добавочных — сфена, апатита и руды и новообразований эпидота по плагиоклазу и хлорита за счет биотита.

Амфибол — обыкновенная роговая обманка: $n_g : C = 20°$; n_g темно-зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $n_g - n_p = 0.019$; $2V(\pm) = 75°$. Заключает пятна актинолита, срастающегося с ним в параллельном положении.

Плагиоклаз содержит 42 — 45% An и часто замещается клиноцоизитом.

Биотит в крупных листочках в небольшом количестве, n_g темно-бурый $> n_p$ желтый, часто содержит выделения сагинита.

В пироксено-плагиоклазовом амфиболите (обр. № 43) при том же составе плагиоклаза (42% An) имеется два различных амфибола, пироксен и большее количество биотита того же характера. Амфибол: $n_g : C = 19°$; n_g зеленый $\geqslant n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый; $2V(\pm) = 64°$; заключает пятна амфибола актинолитового характера.

Помимо того, здесь по пироксену образуется другого типа амфибол ряда актинолит-тремолита с $n_g : C = 16°$; n_g бледно-зеленый $> n_m = n_p$ почти бесцветный. Содержит мелкие включения, повидимому кварца, и в контакте с плагиоклазом окружен венчиком из эпидота.

Диопсид в очень небольшом количестве, бледнозеленый, не полихроичный, переходит в актинолит-тремолит.

Биотит выделяет сагинит и ассоциирует с эпидотом. Ортит окружен полихроичными ореолами в амфиболе.

В глыбообразном включении амфиболита, обнаруженном несколько ближе к берегу (обр. № 43), заметны уже очень значительные изменения— это ороговикованный пироксеновый амфиболит.

Помимо перечисленных минералов, амфиболит этот содержит много биотита и кварца. Плагиоклаз эпидотизирован и изменен в альбит, иногда замещающий биотит.

Амфибол сохранился в ничтожном количестве в виде обрывков обыкновенной роговой обманки с цветами полихроизма по n_g зеленый $> n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ светложелтый; $2V(\pm)$—71°; срастается с актинолит-тремолитом с цветами по n_g бледнозеленый $> n_m = n_p$ бесцветный; $2V(\pm) - 75°$ Этот актинолит образован за счет пироксена, содержит мелкие включения кварца и в контакте с плагиоклазом окружен эпидотовым венчиком. Обыкновенная роговая обманка замещена почти нацело биотитом, переполненным включениями. Биотит имеет по n_g буровато-зеленый цвет $> n_p$ бледножелтый. Кроме того, в породе развиты крупные листочки хлорита с выделениями сагинита, образовавшиеся по биотиту другой генерации, тождественной биотиту описанного обр. № 43 — пироксено-плагиоклазового амфиболита. Не было отмечено лишь перехода актинолитовой роговой обманки в биотит, или этот переход слишком незначителен по своему масштабу.

Эпидот, кроме того, здесь ассоциирует и с биотитом. Небольшое количество кварца интересно в том отношении, что в нем обнаруживается ромбоэдрическая трещиноватость, свидетельствующая о бывшей β-модификации кварца. Следует также отметить значительное развитие руды-магнетита, большей частью располагающейся мезостатически или по трещинам минералов. В трещинах, разбивающих выделения руды, развит эпидот и хлорит. Порода содержит немного сфена.

Во включениях небулитового характера произошли еще бо́льшие изменения (обр. VIII, 6 М, VIII).

Плагиоклаз здесь эпидотизирован и перешел в альбит с 1% Ап. Иногда альбит обладает шахматным строением и является, следовательно пневматолитным альбитом по Гольдшмидту (Goldschmidt, III, *150*, стр. 301) Подобного типа альбит замещает иногда биотит с сохранением сагинитовой сетки биотита в поле новообразованного альбита.

Обыкновенная роговая обманка и актинолит отмечены (только в нескольких местах шлифа № 6 М) в виде клочков, уцелевших от замещения биотитом. Замещается биотитом здесь и актинолит, при этом такой биотит иногда окружен эпидотовым венчиком, что свидетельствует, в свою очередь, об образовании актинолита за счет пироксена

(см. выше). Замещающий биотит имеет буровато-зеленоватую окраску, Наконец, биотит иногда замещает даже плагиоклаз.

Эпидот, помимо указанного выше, развит часто в ассоциации с вновь образующимся биотитом и иногда замещает биотит с сохранением сагинитовой сетки (в эпидоте) Иногда замечается и хлоритизация биотита. Порода содержит также немного сфена, апатита, ядрышки ортита в эпидоте и магнетит.

В обр. VIII уже нет реликтов амфибола, и первичный биотит замещен альбитом. Кроме того, здесь эпидот выделяется по трещинам породы.

Включающий небулиты более молодой гранит содержит много микроклина и очень мало цветного компонента, т. е. является аляскитовым гранитом.

Микроклин идиоморфен по отношению к кварцу, обладает типичной решеткой, содержит тонкие пертитовые ленты и включает кварц и плагиоклаз.

Плагиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу и сильно изменен, содержит от 2% (№ IX) и до 0% An (№ 6 М), т. е. нацело альбитизирован. Новый альбит иногда с мирмекитом располагается мезостатически и содержит редкие антипертитовые вростки табличатой формы

Кварц ксеноморфный с волнистым и мозаичным погасанием иногда с ромбической трещиноватостью, типичной для β-модификации. Мусковит (№ 6 М) в небольшом количестве образуется по биотиту и микроклину.

Биотит зеленого цвета по n_g в виде аггрегатов с сагинитом и эпидотом. Кроме эпидота с биотитом ассоциирует сфен (№ 6 М). Добавочные — циркон, апатит, сфен и руда, выделившиеся мезостатически и по трещинам породы.

Но следует указать, что диориты встречаются и в крупных, повидимому, массах довольно однородного состава. Сюда надо отнести месторождения в районе губы Питьковой на Кольском ф. и между Сайда ф. и Кольским ф. и, наконец, район тундры Кынспак (сиги. Пикшуев) на Мотовском заливе.

В районе губы Питьковой диориты, повидимому, связаны постепенными переходами с грано-диоритами, а на юго-восточном побережьи ф. Сайда была обнаружена их эруптивная брекчия, спаянная аплитами олигоклазовых гранитов.

Эти породы среднезернисты, серего цвета с грубо-гнейсовым сложением. Всегда хорошо различимо присутствие амфибола. П. м. обнаруживается иногда гипидиоморфно зернистая структура, состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит и добавочные — апатит, циркон и руда.

Плагиоклаз иногда неправильно зонален, содержа 15—28, 32, 30% An, с двойникованием по альбитовому и периклиновому законам и обнаруживает иногда относительный идиоморфизм к кварцу.

Амфибол в небольшом количестве, редко с гранями (110) и (010) и двойниками по (100); $2V(\ddagger) = 69°$ (обр. № 328); $2V(\ddagger) = 75°$; n_g: C = 17°; n_g темнозеленый > n_m оливково-зеленый > n_p зеленоватый (обр. № 207); $2V(\ddagger) = 77°$; n_g : C = 18° (обр. № 583); $2V(\ddagger) = 76°$; $n_g - n_p = 0.018$; n_g : C = = 18° (обр. № 584); $n_g - n_p = 0.016$ (обр. № 327). Очень интересно закономерное прорастание амфибола пластинками руды-магнетита по плоскостям (110) и (100), вероятно свидетельствующее о распаде твердого раствора. Иногда замечается переход амфибола в биотит, сопровождаемый эпидотом. Кварц в небольшом количество.

7. ПЕГМАТИТЫ, АПЛИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Породы описываемого комплекса часто сопровождаются аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами, которые, являясь более молодой генерацией, прорывают, большей частью по сланцеватости, комплекс олигоклазовых гранитов.

Для пегматитовых гранитов и кварцевых жил часто отмечается и секущее залегание. Как пластовые, так и секущие жилы пегматитов обычно очень небольшой мощности и быстро выклиниваются по простиранию и часто обладают неправильной формой.

Минералогический состав пегматитов: плагиоклаз и кварц, в меньшем количестве—микроклин и обычно в небольших примесях биотитит и мусковит и добавочные — циркон, руда и апатит.

Плагиоклаз обычно состава олигоклаза с 20% An (обр. №. 455 1569, 264), или зональный на краю 18% An и в ядре 22% An (обр. № 513) или с пятнистой зональностью состава с 18—22% An (обр. № 1562, 563) и изредка даже содержит 31—36% An (обр. № 264) (в отдельных зернах при нормальной зональности плагиоклаза).

В зональных кристаллах каемка кислого плагиоклаза обычно очень узка; иногда наблюдается изменение состава пятнами.

Двойники узкие, тонкие, типичные для олигоклаза, иногда идиоморфен по отношению к кварцу. Плагиоклаз содержит часто неправильные или табличатые антипертитовые вростки микроклина, переходящего иногда в мусковит и изредка включения биотита и циркона.

Иногда на краю зерна плагиоклаза развит мирмекит.

Кварц ксеноморфен с волнистым погасанием или даже с мозаичной структурой.

Микроклин с типичной решеткой, или развит мезостатически в мелких, или даже в крупных, но ксеноморфных зернах и включает кварц; количество микроклина подчиненное.

Мусковит и биотит обычно участками в мелких аггрегатах.

Но в жилах (обр. № 455, обн. 139) у мыса Шуринова и (обр. № 1562 обн. 273) на мысе Никитином (Кольский ф.) встречены выделения мусковита в сростках, достигающих 5 — 6, и больше сантиметров.

Жилы эти обладают малой мощностью и быстро выклиниваются и названы мною олигоклазовыми пегматитами условно, ибо среди собранных образцов полевого шпата не оказалось микроклина(?).

Циркон и апатит иногда идиоморфны. В жиле (обр. № 264, обн. 273) в краевой части встречен микроклин в обильном количестве. Плагиоклаз здесь зонален с содержанием 7—15% An.

В жилах олигоклазового пегматита из губы Чайной на побережьи Мотовского фиорда (обн. 428) и на правом берегу р. Колы у ее устья (обн. 1517) встречены редкие мелкие выделения чешуек молибденита и кристалликов пирита. Молибденит сосредоточен в висячем боку жилы губы Чайной.

Жилы плагио-пегматитов, кроме того, часто встречаются среди комплекса биотитовых и гранатовых гнейсов, обычно залегая по сланцеватости.

Пегматитовые граниты иногда сопровождаются кварцевыми жилами; но последние развиты также часто и самостоятельно в секущем и пластовом залегании. Изредка в этих жилах встречались выделения полевого шпата.

Наконец, здесь же отметим, что комплекс олигоклазовых гранитов довольно часто пересекается пластовыми секущими жилами микроклиновых пегматитов, вероятно более молодого возраста.

ОПИСАНИЕ КОМПЛЕКСА ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ ПО МАРШРУТАМ

8. РАЙОН КОЛЬСКОГО ФИОРДА

Охарактеризовав главнейшие петрографические типы данного комплекса пород, сделаем краткие замечания по вопросу об их территориальном распространении.

Грано-диориты с диоритами и кварцевыми диоритами развиты на западном берегу Кольского фиорда от сел. Полярного на север вплоть до ф. Лодейного. Здесь же обнаруживаются довольно часто пластовые включения амфиболитов (обн. 123, 110, 117, 118, 85, 86, 26, 22, 56, 18а, 18, 17, 15, 12), диорита (обн. 25 и 57) в районе фиорда Сайда, метагаббро—в виде отторженцев—в районе ф. Кислого (обн. 20). Инъекция молодыми микроклиновыми гранитами наблюдалась здесь редко.

На север от устья ф. Лодейного до маяка Сеть-наволок и на запад к колониям Карелинским и мысу Медвежьему развиты микроклиновые граниты. На возвышенностях у устья ф. Лодейного можно наблюдать, как пластовые жилы микроклинового гранита секут по сланцеватости олигоклазовые гнейсо-граниты, являясь, очевидно, более молодыми породами. Отсюда по направлению на юг пластовые жилы микроклинового гранита становятся все более и более редкими и наконец совершенно исчезают (обн. 9, 10, 11, 12).

На юг от с. Полярного до пос. Белокаменного развиты совершенно тождественные породы, поскольку можно было видеть это при сравнительно плохой обнаженности этого района. Инъекция микроклиновыми гранитами здесь редкая, но зато здесь изобильны пластообразные залежи основных пород-пачек амфиболитов, иногда очень мощные, как, например, у мыса Шар-наволок (обн. 137, 138, 139, 140, 141). У дер. Платоновки и на север от нее обнаружены развитыми диориты, частью гнейсовидные (более ранняя генерация) (обн. 133, 134).

У деревни Белокаменной были обнаружены выходы пироксенитов и перидотитов, переходящие в амфиболиты и пересекаемые жилой грано-диорита, отнесенные мною к комплексу пироксеновых диоритов (обн. 146).

На мысе Великом в олигоклазовые граниты включена пачка гранато-силлиманито-биотитовых гнейсов (обн. 142) являющаяся продолжением пачек пород подобного же типа из района губы Варламовой на восточном берегу Кольского ф.

Южнее деревни Белокаменной, с перерывами в обнажении, встречены выходы гранатовых гнейсов и затем следуют инъецированные олигоклазовыми гранитами слюдяные гнейсы. Граница между обоими комплексами пород здесь проведена условно.

На восточном берегу Кольского фиорда обнаружена несколько отличная картина.

Здесь, на протяжении от побережья Ледовитого океана и до ф. Среднего, развиты в значительном количестве красные граниты, иногда с большим количеством микроклина (превосходящим количество плагиоклаза). Развитие красных гранитов у ф. Б. Волокового было впервые указано А. К. Болдыревым (II, *37*, стр. 9).

Являются ли эти граниты фациальными изменениями описанных олигоклазовых гранитов (грано-диоритов), как это рассматривает А. К. Болдырев (II, *37*) для гранитов восточного Мурмана, т. е. района, расположенного восточнее, или же это более молодые интрузии микроклиновых гранитов, инъецировавшие олигоклазовые граниты, осталось не вполне ясным, но вероятнее последнее предположение.

В приведенном выше описании я не отделял их от оликоглазовых гранитов. Но, судя по аналогии с микроклиновыми гранитами у Сеть-наволока (см. стр. 279), они имеют также более молодой возраст. Микроклиновые гнейсо-граниты здесь также почти всегда обладают отчетливой сланцеватостью, более крупнозернисты и иногда даже порфировидны.

По составу это иногда нормальные граниты (микроклиновые), как, например в районе ф. Б. Волокового (в обн. 236, обр. № 54), или у устья ф. Тюва (в обн. 252, обр. № IX) и др. местах.

В районе Б. Волоковой встречены также пегматитовые микроклиновые граниты или грубозернистые пегматоидного типа разности

(обн. 243, 245, 253). Но большей частью плагиоклаз и здесь преобладает над микроклином (в собранных образцах). Повидимому, по мере приближения к губе Средней, количество микроклина в породах уменьшается.

Но в то же время породы типа олигоклазовых гранитов (грано-диориты) развиты и севернее, очевидно образуя с молодыми микроклиновыми гранитами мигматиты.

Типично здесь также значительное распространение включений основных пород, например, мета-габбро или массивного амфиболита (обн. 240, 295) с образованием грандиозной эруптивной брекчии у устья ф. Волокового (обн. 240), пересекаемой олигоклазовыми пегматитами. Многочисленные включения часто пластовые, а частью в виде глыб отторженцев пироксено-плагиоклазового амфиболита (обн. 238, 243, 246, 247, 248, 249), с образованием уже описанных небулитовых агматитов (обн. 248, 249), встречены были также в районе ф. Тюва. (см. описание на стр. 275 и 277).

В районе ф. Среднего встречены диориты и связанные с ними андезиниты (обн. 256 и 257), которые, повидимому, древнее по возрасту и под влиянием инъекции переходят в мигматиты диоритового или грано-диоритового состава (обн. 257).

Южнее ф. Среднего, как и на западном берегу Кольского ф., породы, содержащие микроклин, становятся более редкими и даже почти не наблюдались. Преобладают здесь породы типа кварцевых диоритов.

Кроме того, здесь многочисленны пластовые включения более основных пород, типа амфиболитов и других (обн. 260, 264, 265, 269, 272, 273, 276) в районе ф. Среднего, губы Варламовой и Челмпушки.

Так, в обнажении у губы Челмпушки в амфиболитах можно признать габбро и метагаббро (обр. № 511) и пироксено-амфиболовый фельз, может быть образовавшийся за счет известняка (обн. 273).

В районе губы Варламовой на Хлебной пахте (обн. 272), мысе Никитином (обн. 273) встречены пачки биотитовых и биотито-гранатовых гнейсов, инъецированные олигоклазовыми гранитами. В отвесе Хлебной пахты можно наблюдать артериты этих гнейсов и небулитовые артериты мигматиты. Мигматиты гранатовых гнейсов обладают более кислым плагиоклазом 21% Ап вместо 29—30% Ап в инъецируемом гранато-биотитовом гнейсе и обогащены биотитом, образовавшимся частью за счет граната (обн. 275). Вместо граната здесь образуются кучки аггрегата биотита с кварцем и иногда иглы эпидота. Плагиоклаз с содержанием 27% Ап на краю и 31% Ап в ядре и иногда с пятнистой зональностью состава.

Граница с породами комплекса биотитовых гнейсов, располагающегося южнее, не резкая. Обнажения Мохнаткиной пахты и южнее ее представляют уже инъецированные биотитовые гнейсы, и здесь можно провести (условно) границу между обоими комплексами.

9. РАЙОН НА ВОСТОК ОТ КОЛЬСКОГО ФИОРДА

Восточнее Кольского фиорда породы комплекса олигоклазовых гранитов наблюдались мною в районе притоков р. Ваенги и верхнего течения р. Средней и ее притоков.

Здесь, на северном склоне тундры Вируайвинч (Виромуайвинч) близ озера (обн. 1749) и на вараке, расположенной на север от т. Савпавелпахк (обн. 1744), обнаружены были лейкократовые альбитизированные олигоклазовые (1—15% An) граниты (грано-диориты) сланцеватые, содержащие немного микроклина. На южном склоне т. Савпавелпахк те же породы инъецируют биотитовые гнейсы и включают их обломки (обн. 1742).

Затем, еще восточнее, судя по немногочисленным обнажениям, комплекс пород олигоклазовых гнейсо-гранитов огибает свиту биотитовых гнейсов.

Восточнее этого района комплекс олигоклазовых гранитов был встречен: на сев.-вост. склоне т. Педцордынч—грано-диорит (обн. 1687), в депрессии между тундрами Педцордынч и Кемвыд—диорит (обн. 1688—плагиоклаз 25% An), на т. Кемвыд и Чигар-канд — диорит (обн. 1700—1708). Породы здесь еще сохраняют светлосерый цвет, свойственный диоритам и кварцевым диоритам этого комплекса, содержат плагиоклаз 23—14% An (обр. № 985) или до 27% An (обр. № 987)), но уже содержат примесь амфибола (обр. № 987) и пироксена (обр. 985) и, может быть, являются связанными с комплексом пород пироксеновых диоритов (см. выше гл. V).

Помимо того, здесь всюду развиты многочисленные пластовые включения амфиболитов и пород комплекса пироксеновых диоритов.

Севернее на т. Ссывер развиты пироксеновые гнейсо-диориты, как уже выше было сказано, при этом (в обн. 1715) можно наблюдать послойную инъекцию олигоклазового-кварцевого диорита (обр. № 2013 в пироксеновый диорит типа (обр. № 2011).

Весьма возможно, что такое тесное сплетение пород обоих комплексов вызывает здесь образование породы переходного типа.

В виду невозможности (по указанным причинам) разграничить оба эти комплекса пород мною на карте не проведено границ между ними, но зелеными штрихами показано наблюдавшееся и предполагаемое распространение пород комплекса пироксеновых диоритов и пород, переходных к ним.

Восточнее исследованного мною района граниты „красные“ и „серые“ наблюдались на побережьи восточного Мурмана А. К. Болдыревым (II, *37*).

10. РАЙОН НА ЗАПАД ОТ КОЛЬСКОГО ФИОРДА

На запад от Кольского фиорда в районе колонии Одинцовки и ф. Ура развиты породы, аналогичные породам западного побережья

Кольского фиорда, т. е. серые, большей частью сланцеватые гранодиориты и диориты.

В районе колоний Малой Карелинской наблюдались красные микролиновые граниты (см. выше). В „Еретиках"—порте Владимира на о-ве Шалим—Подгаецким уже отмечены были развитыми только одни гнейсы (II, *15*) — настолько хорошо выражена здесь сланцеватость в породах. Мельников же (II, *20*, стр. 210—212) из того же места описывает сильно эпидотизированный гранит и „зеленокаменную породу мощностью до 40 саж., в которой мы имели дело здесь с диоритовой мощной жилой".

Может быть в данном случае идет речь о встречающихся здесь дайках амфиболизированных диабазов (обн. 517), или же о включенных пластах амфиболита (обр. 517).

И здесь комплекс этих пород содержит включения более основных пород, среди которых были отмечены мета-порфириты (в районе колонии Одинцовки) (обн. 6), амфиболиты и амфиболо-биотитовые гнейсы по всему побережью фиорда (обн. 516, 518, 521—524, 526, 529).

Жилы прорывающих микроклиновых пегматитовых гранитов здесь редки (обн. 521).

Севернее и южнее губы Урицы обнаружены апофизы микроклинового ара-гранита, прорывающие породы комплекса олигоклазовых гранитов (обн. 529, 523).

Породы диоритового состава и содержащие амфибол развиты также в районе колонии Ура и были прослежены как вверх по р. Уре, так и несколько западнее до северных отрогов тундры Ахма-пахта.

На северных отрогах тундры Ахма-пахта олигоклазовые граниты уже инъецируют породы комплекса биотитовых гнейсов, образуя мигматиты и артериты (обн. 588 и 590).

Биотитовые диктионитовые мигматиты, встреченные на тундре Урица I (обн. 550), повидимому, образовались при инъекции микролиновых гранитов в биотитовые гнейсы.

На побережьи северной части ф. Ара развиты те же породы состава кварцевого диорита (обр. № 1203), включающие амфиболиты (обн. 509), и на восточном берегу обнаружена пачка инъецированных биотито-кианитовых гнейсов, переходящих в силлиманитовые (обн. 507).

В средней части фиорда кварцевые диориты инъецированы микроклиновым гранитами (обн. 505), а еще южнее уже развиты микроклиновые ара-граниты.

Породы состава кварцевого диорита обнаружены также на побережьи ф. Вичаны и по марштруту от ф. Вичаны к ф. Ара. При этом здесь километрах в четырех от ф. Ара уже появляются микроклиновые ара-граниты. В районе колонии Вичаны диориты инъецированы красными гранитами, и здесь же обнаружена включенная пачка амфиболитов (обн. 485).

На побережьи фиорда Западная Лица комплекс пород олигоклазовых гранитов — грано-диоритов — развит от устья фиорда и почти до устья р. Зап. Лицы, где на западном берегу недалеко от дома колониста Лежева (на север в 1 км) была встречена граница их распространения, южнее которой развиты породы комплекса биотитовых гнейсов. Здесь следует также отметить включенные в эти породы пачки амфиболита (обн. 479, 477, 478 и 481), а также мощные пачки гранатового гнейса (обн. 478) и, севернее ее, небольшие включений тех же пород.

Помимо того, здесь отмечена инъекция олигоклазовых гранитов микроклиновыми гранитами, как в южной части фиорда, так и в районе ф. Малая Зап. Лица (обн. 467, 471, 473, 476, 480).

На побережьи океана между фиордами Зап. Лица и Китовым развиты по преимуществу гнейсовидные крупнозернистые породы диоритового состава. Породы эти включают многочисленные пачки амфиболитов, обладающих иногда большой мощностью (обн. 448, 451, 454, 460, 462). Особенно интересны артериты амфиболитов на берегу губы Кислой (обн. 448). Помимо того, близ берега океана серые гнейсо-граниты инъецированы красными микроклиновыми гранитами, чего не наблюдалось по пути маршрута от берега на юг на тундру Пикшуев (Кынспак) (обн. 448, 451, 458, 460, 462).

На восточном побережьи ф. Китового серые гнейсо-диориты сильно инъецированы красными гранитами. По маршруту от р. Зап. Лицы к ф. Китовому (обн. 660, 661, 662 и 663) были встречены слюдяные гнейсы, инъецированные серыми олигоклазовыми диоритами и лишь южнее (обн. 650) и севернее (обн. 664) развиты гнейсо-диориты типа т. Пикшуев и микроклиновые гнейсо-граниты. На основании этих обнажений и проведена южная граница описываемого комплекса пород.

Как обычно, и здесь встречены включенные пачки амфиболитов (обн. 431, 446, 447, 662).

Наконец, на побережьи океана между ф. Китовым и перешейком Рыбачьего п-ва преобладают красные микроклиновые граниты с включенными в них отторженцами и полосами диоритового состава и пластовыми включениями амфиболитов (обн. 416, 419, 423, 428).

Южная граница распространения комплекса этих пород здесь проведена условно. Уже ранее указывалось, что развитые здесь слюдяные гнейсы в обнажениях по восточному борту долины р. Китовой сильно инъецированы гранитами (диоритами).

ГЕНЕЗИС КОМПЛЕКСА ОЛИГОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

11. МИГМАТИТЫ (АЛЛОМИГМАТИТЫ)

Маршрутные геологические исследования могут дать лишь приближенное освещение некоторых вопросов петрогенезиса комплекса олигоклазовых гранитов.

Наиболее важным из этих вопросов является проблема о происхождении всего пестрого разнообразия пород, сочетающегося, главным образом, в форме полосатой—слоистой текстуры.

Из приведенного описания видно, что образование пестрой сменяемости пород обязано частью явлениям анатексиса и ассимиляции включенных пачек—чуждых пород. Сюда следует отнести включения пачек биотитовых и гранатовых гнейсов, ассимиляция которых приводит к образованию более меланократовых—богатых биотитом и более основных пород (с более основным плагиоклазом).

Вопрос об образовании подобных мигматитов, повидимому, не представляет особых сложностей. Из более значительных минералогических трансформаций сюда относится изменение граната в биотит, что разобрано было мною в главе о гранатовых гнейсах.

Многие из включений основных пород типа амфиболитов, вероятно, надо также причислять к аллогенному материалу. При анатексисе и ассимиляции таких включений и образовании мигматитов происходит ряд очень сложных минералогических трансформаций, на которых я остановлюсь дальше.

Механизм образования таких алломигматитов был разобран в многочисленных работах Седерхольмом, цитированных мною неоднократно выше. В одном из своих последних исследований Седерхольм рассматривает возникновение сланцеватой текстуры гранитов как результат ассимиляции первоначальной слоистой породы (J. Sederholm, III, *252*), т. е. текстура гнейсо-гранита является в таком случае палимпсестовой по своей природе. Возможность образования такого рода текстуры для гранитов западного Мурмана указывалась Поповым уже в 1901 г. (II, *29*, сравн. также у H. Alling, III, *59*).

Может быть к этому типу текстур следует отнести и текстуру петлеобразного облекания темноцветными компонентами светлых минералов, свойственную некоторым нашим мигматитам.

Но кроме таких алломигматитов образовавшихся при инъекции древних пород олигоклазовыми гранитами, на территории их распространения развиты и мигматиты более молодых микроклиновых гранитов, инъецирующих олигоклазовые граниты, как это ясно из всего выше приведенного.

12. АВТОМИГМАТИТЫ И ДИФЕРЕНЦИАЦИЯ

Если часть включений основных пород типа амфиболита следует признать за посторонние аллогенные по природе тела, как и для включений пачек различных гнейсов (см. выше), то все же было бы односторонним и вряд ли правильным распространять этот взгляд на всю массу полос диоритового состава среди комплекса олигоклазовых гранитов.

Разрешение проблемы генезиса таких образований очень сложно и трудно.

В свете вышеизложенных наблюдений можно оттенить ряд особенностей, проливающих, мне кажется, свет на генезис этих образований.

Во-первых, всеобщее распространение этих образований на территории всего огромного массива без видимой приуроченности к его краевым частям или останцам висячей кровли.

Во-вторых, постоянная неразрывная связь полос более основных пород с породами ряда кварцевого диорита и грано-диорита, проявляющаяся постепенными переходами между ними, с преобладанием то тех, то других разностей в различных частях массива и с сохранением их первичного магматического минералогического состава, что доказывается нередко достаточно убедительно.

Наконец, огромное разнообразие размеров и форм этих полос и отсутствие в них правильно выраженной зональной изменяемости от периферии к центру.

Все это не позволяет применить к объяснению их происхождения гипотезу конкреционарного образования основных сегрегаций из гранитной магмы, высказанную Хёгбомом (A. Högbom, III, *171* и *172*) для объяснения основных включений в гранитах Упсала (Upsala) в Швеции.

С другой стороны, широкое распространение и частота встречаемости затрудняют рассматривать указанные полосы как реликты и отторженцы кровли над гранитом и даже, больше того, делают такое объяснение просто мало вероятным.

Однако, если посмотреть на серию „диорит—кварцевый диорит-грано-диорит" как кровно родственный по магме комплекс пород и вспомнить, что более основные полосы всегда являются более старыми по времени своего образования и, наконец, если рассматривать образование слоистой текстуры как результат движения кристаллизующейся магмы, то генезис этих образований может быть объяснен и иным путем.

По аналогии с комплексом гиперстеновых диоритов можно предполагать, что начавшаяся кристаллизация более основных компонентов породы, которыми магма была насыщена (принцип реакций Боуена—N. L. Bowen, III, *81*, *82*), т. е. андезина и амфибола при сопровождающем истечении магмы, прежде всего приводила к образованию флюидальной текстуры.

Далее то же движение могло привести и к перераспределению выделившихся твердых компонентов в магме. Так, например, движение в сложении с действием силы тяжести приводит к образованию скоплений твердой фазы в виде параллельных полос, располагающихся приблизительно по равнодействующей движения обоих этих

направлений, как это мною было указано в 1928 г. для распределения вкрапленников лабрадора в теле несимметричной дайки диабаза из района Кольского фиорда (А. А. Полканов, III, *37*).

Почти горизонтальные полосы скопления вкрапленников лабрадора и другие проявления полосатой текстуры, а именно—перемежаемость полос лейкократового и мезократового габбро-норита, обусловленные явлениями движения и, может быть, отчасти в сочетании с действием силы тяжести (?), пришлось мне наблюдать в 1930 г. в массиве габбро-норитов-лабрадоритов (анортозитов) в Волынском округе на Украине. Балк (R. Balk, III, *66*, *67* и *305*) приписывает движению роль фактора, приведшего к образованию полос анортозита в поле различного типа габбро в массиве Adirondack и полосатых гранитов Black Hills Сев. Америки.

Формированию полос скопления выделившихся твердых компонентов в нашем случае способствовало и то, что остаточная магма, насыщаясь летучими компонентами и освобождаясь от твердых компонентов, приобретала более легкую подвижность в сравнении с полосами, переполненными твердыми компонентами.

В известную стадию такого процесса, мне кажется, может создаваться текстура породы, морфологически сходная с текстурами, происходящими при инъекции магмы в твердые сланцеватые породы, т. е. текстура различных типов обычных мигматитов (J. Sederholm, III, *256*).

Одновременно с этим и в том же направлении, т. е. приводя к образованию полос различного состава, несомненно действовала и так называемая фильтрационная диференциация, поле действия которой в интрузиях, синтектоничных со складчатостью, при одновременной раскристаллизации магмы, мне кажется, особенно благоприятно и широко.

Процесс кристаллизации при движении и отделение полос переполненных компонентами—более высокими членами серии реакций приводит, с другой стороны, к отделению остаточной магмы, приближающейся по составу к эвтектоиду, т. е. пегматоиду или аплиту, при нормальном ходе кристаллизации. Такие остаточные растворы может быть проделывают, иногда, в формирующемся массиве длинный и длительный путь и могут попадать в такие участки, где при значительном отвердении масс могут образоваться изломы, что может приводить к образованию новых морфологических взаимоотношений типа эруптивных брекчий и т. д.

Образующаяся при движении параллельная текстура и гнейсовидный облик породы, таким образом, являются прежде всего проявлением флюидальности, что совпадает с представлениями Б. Попова, высказанными им для части гранитов Мотовского залива еще в 1900 г. (II, *27*) и что допускает Седерхольм для объяснения части текстур древнейших гранитов Barösundsfiard'a (Sederholm, III, *252*, стр. 30).

Однако, весь этот процесс приводит не только к образованию различных отмеченных морфологических сочетаний более основных и более кислых разностей пород, но и к ряду сложных, взаимных химико-минералогических изменений, сводящихся к следующему.

Разделившиеся механическим путем полосы более кислого состава в своей массе еще жидкой магмы и более основного состава формирующейся породы не могут находиться в равновесии, и первые начинают реагировать на последние, вызывая целый ряд химико-минералогических превращений.

В полосах более основных пород изменение выражается, как мы уже видели из описания, в понижении основности плагиоклаза, если сюда относить наблюдавшееся образование неправильных оболочек более кислого плагиоклаза вокруг основного ядра, являющегося в таком случае реликтом, и, главным образом, в изменении амфибола в биотит с эпидотом и, наконец, иногда в появлении микроклина.

Замещение амфибола биотитом для гранитов восточного Мурмана было отмечено уже Мельниковым (II, *20*, стр. 168) для гранита из становища Гаврилово—Бонни (T. Bonney, II, *24*, стр. 742)—для гранита со Святого Носа и, наконец, также Болдыревым (II, *36*, стр. 52 и 55).

Эскола (P. Eskola, III, *127*, стр. 43) для олигоклазовых гранитов Ориярви (Orijarvi) в южной Финляндии описывает ассоциацию биотита и эпидота, которая могла бы, по его мнению, произойти за счет амфибола и пироксена при воздействии на них расплава состава ортоклаза; неудовлетворяющим этому предположению является то, что пара биотит + эпидот богаче глиноземом, чем его количество, содержащееся в пироксене или амфиболе + ортоклаз. Поэтому Эскола допускает, что эпидот мог здесь образоваться за счет анортита.

Ангель (F. Angel, III, *61*, стр. 135—139) дает следующую реакцию для образования биотита за счет амфибола в амфиболитах, названных Ф. Бекке флоититовыми амфиболитами из-за присутствия в них биотита, эпидота и кальцита (F. Becke, III, *75*, стр. 168):

$$\left.\begin{matrix} Ca_2Mg_4Al_4Si_6O_{24} \\ H_2Ca_2Mg_5SiO_8O_{24} \end{matrix}\right\} + (3\,K_2O + 2\,Al_2O_3 + 5\,H_2O + 4\,CO_2 + XSiO_2) =$$

роговая обманка

$$= \underset{\text{биотит}}{6\,H_2KMg_8AlSi_3O_{12}} + \underset{\text{клиноцоизит}}{2\,HCa_2Al_3Si_3O_{13}} + \underset{\text{кальцит}}{4\,CaCO_3} + \underset{\text{кварц}}{(X+4)SiO_2} \quad (25)$$

Все добавочные компоненты в этой реакции привносились остаточными растворами, о чем Ангель судит по содержанию в трещинах флоититов минералов—горного хрусталя, адуляра, альбита, кальцита, эпидота, хлорита и т. д.

Минеральная ассоциация, образующаяся по этой реакции, не исключая иногда присутствия и кальцита, встречается при замещении

амфибола и в наших породах, поэтому ее можно в общем принять для объяснения происходящих превращений в описанных мною случаях.

Основным мотивом этого процесса, очевидно, является воздействие ортоклаза магматического раствора в присутствии воды на метасиликат Ca, Mg (Fe), содержащий глинозем, в результате чего возникают: биотит, часто срастающийся с освобождающимся кварцем в виде биотито-кварцевого симплектита, эпидот, который может быть в некоторых случаях нарастает на ранее выделившийся ортит, как это предполагает Эсколя (P. Eskola, III, *127*, стр. 16) и, наконец, в некоторых случаях кальцит.

Одновременно с этим процессом трансформации твердых компонентов происходило выделение биотита и непосредственно из действующего расплава-раствора (согласно принципу насыщения Боуена), причем такой биотит уже фигурирует, повидимому, не как включение в плагиоклазе, а как выделение по трещинам раскола и спайности того же плагиоклаза (см. описание).

Основываясь на данных Дэя и Оллена (A. Day и E. Allen, III, *110*, стр. 49, см. также Lassen, III, *202*, стр. 91) о диссоциации биотита при нагревании в нейтральной атмосфере выше 850°, можно предполагать что температура описываемых превращений лежала много ниже 850° что необходимо допустить и для образования эпидота и в некоторых случаях кальцита.

Но, повидимому, химико-минералогические превращения и замещение шли еще дальше. Выше мною неоднократно отмечались случаи нового замещения биотита плагиоклазом-олигоклазом и кварцем. Случаи замещения биотита плагиоклазом и кварцем отмечал для гранитов, восточного Мурмана и А. К. Болдырев (II, *36*, стр. 16, 18 и 55), не указывая, к сожалению, состава замещающего плагиоклаза.

Повидимому, эти процессы замещения надо относить последовательно к стадиям воздействия магмы аплитового состава и, наконец, к пневматолитическому интервалу.

Таков в общих и кратких чертах, по имеющимся материалам, ход процесса химико-минералогической трансформации полос более основных пород.

По существу своему процессы эти представляют нормальный ход эволюции магматической породы, по понятиям, выведенным Боуеном (III, 82), или явления автометаморфизма в широком смысле этого понятия (см. P. Niggli III *153*, стр. 175 и 182, а также H. Sargent II, *236*, стр. 19, R. Kolony, III, *193* и F. Loewinson-Lessing, III, *206* и А. А. Полканов, III, *307*, стр. 168—180 и 63).

Отличие от нормального хода эволюции магматической породы не качественное, а количественное. В нормальном случае разница в составе образующегося скелета твердой породы и остаточных магматических растворов не столь велика, и изменения описываемого

характера (автометаморфные) количественно менее значительны. В описанном же случае, благодаря более длительной подвижности остаточной магмы и ее постоянной сменяемости с приближением к составу близкому аплитовой магме (гранитной магмы), это различие в составе со скелетом формирующейся породы становится очень большим. Этим обусловливается большая количественная сторона воздействия и наблюдаемых явлений гибридизации.

Морфологически образующиеся породы очень схожи с обычными мигматитами, схожи по существу своему и процессы химико-минералогических превращений. Но вновь образованные породы являются автомигматитами, в отличие от мигматитов, описываемых Седерхольмом (III, *255*), в которых фигурирует аллогенный материал и которые возникают под влиянием аллометаморфизма, инъекции и ассимиляции и являются алломигматитами.

Все эти процессы ведут, помимо того, к изменению состава действующей магмы, освобождая ее от темноцветных компонентов, от калиевого полевого шпата, и обогащая более основным плагиоклазом, т. е. приводят к образованию пород плагиоаплитового состава.

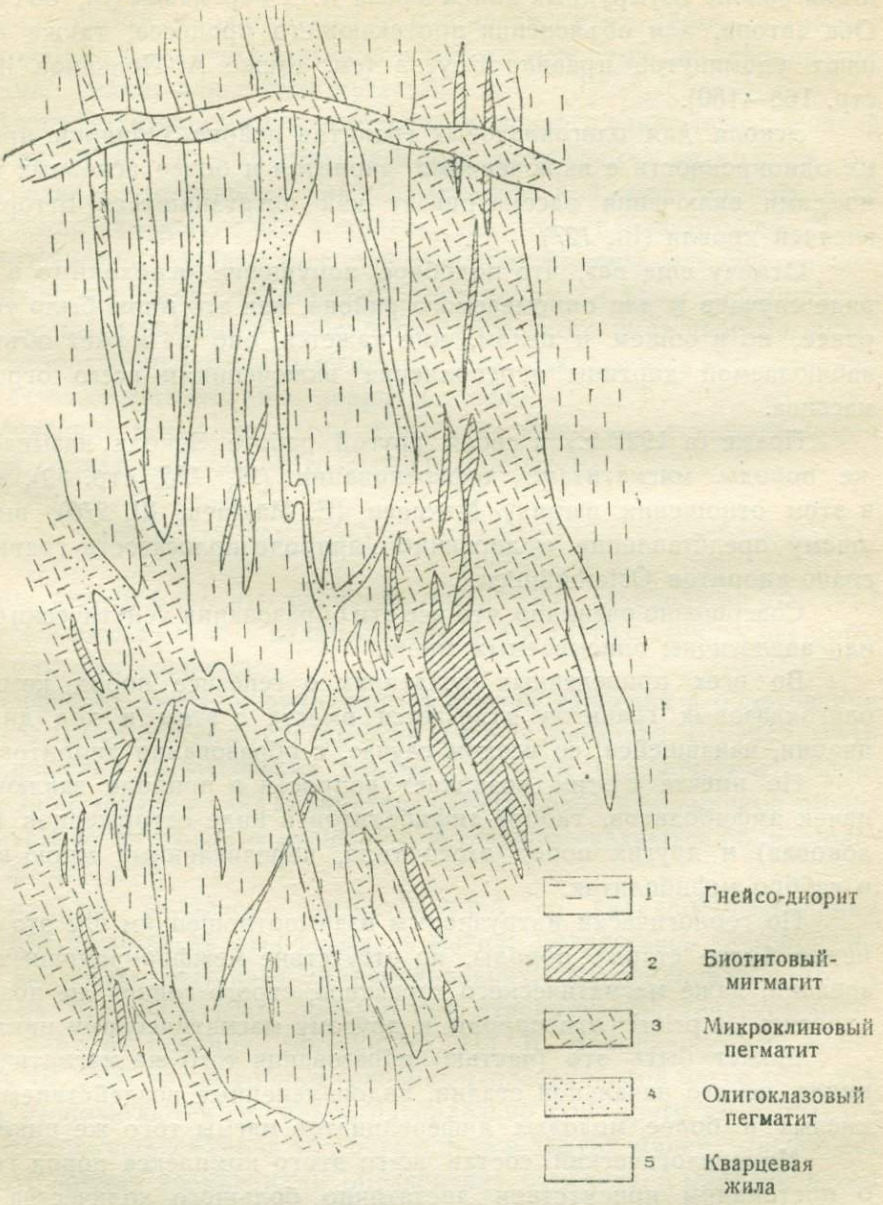
Прекрасным примером подобных изменений, но для более молодого микроклинового гранита, являются обнажения на о-ве Китовом у устья ф. Китового.

На прилагаемом рисунке (фиг. 7) видно, что гнейсо-диорит, содержащий амфибол, биотит и плагиоклаз с 27% Ап, прорывается сетью гранитовых жилок. Включения пластовых отторженцев диорита в граните перешли в биотитовый гнейс (частью биотит переходит в хлорит). Пегматитовый гранит микроклиновый дает сложную сеть жилок—апофизов и частью в этих же апофизах переходит в олигоклазовый пегматит. Иногда краевые части таких апофизов состоят из олигоклазового пегматита, а центральная часть из микроклинового. Этот комплекс жил пересекает более раннюю генерацию жилок олигоклазового пегматита.

Наконец, весь этот комплекс снова прорезается секущей жилой микроклинового пегматита. Кроме того, в обнажении наблюдалась кварцевая жилка залегающая по сланцеватости пород.

Аналогично этому и в автомигматитах общий ход этого процесса приводит к образованию остаточной магмы, лишенной K_2O, т. е. пород типа олигоклазовых аплитов и пегматитов с небольшим содержанием микроклина. Но это все же, вероятно, не исключает возможности образования и микроклиновых пегматитов, принадлежащих к тому же магматическому комплексу.

С другой стороны, тем же ходом процесса объясняется, почему сравнительно бедная калием магма, но относительно богатая MgO и FeO, образует в данном случае породы, бедные калиевым полевым шпатом, но содержащие значительное количество биотита. В присут-



Фиг. 7. Инъекция микроклинового гранита в гнейсо-диориты. Западный Мурман. Остров Китовый.

ствии воды и при соответственных условиях калиевый алюмосиликат здесь фиксируется в биотите.

Аналогичный ход процесса химико-минералогических трансформаций действующей магмы и инъецируемой им породы, но при образовании алломигматитов, в русской литературе указывался во многих работах для южного кристаллического щита Н. И. Безбородько (III, *3*)

и для района изумрудных копей Урала А. Е. Ферсманом (III, *133* стр. 74). Оба автора, для объяснения протекающего процесса, также применяют упомянутое правило Боуена (см. также А. Полканов III, *307*, стр. 168—180).

Эскола для олигоклазовых гранитов района Ориярви признает их однокровность с включениями диоритов и более основных пород, но сами включения рассматривает как погрузившиеся отторженцы висячей кровли (III, *127*).

Отмечу еще раз, что подобное допущение необходимо в целом ряде случаев и для описываемого района, как это мною было указано ранее, но в общем и целом, мне кажется, оно не может объяснить наблюдаемой картины переполнения включениями всего огромного массива.

Позже (в 1927 г.) в своей другой работе Эскола называет эти же породы мигматитами диференциации (III, *125*, стр. 89), следуя в этом отношении взгляду Мэкинен (E. Mäkinen, III, *210*), высказавшему представление о первичной природе полосатости гранитов — грано-диоритов Osterbothnien.

Совершенно очевидно, что все эти образования генетически близки или аналогичны описываемым мною.

Во всех приведенных суждениях о генезисе пород комплекса олигоклазовых гранитов намечается вместе с этим и ход диференциации, начавшейся, во всяком случае, с образования диоритов.

Но вместе с этим возникает вопрос и о природе заключенных пачек амфиболитов, габбро-амфиболитов в виде отторженцев (г. Волоковая) и других пород этого типа, перечисленных мною в главе о габбро-амфиболитах.

По геологически интрузивным взаимоотношениям все это несомненно более старые породы, но отсутствие межформационных образований, даже магматического характера, строго говоря, не позволяет относить „a priori" эти породы к другому магматическому циклу.

Может быть это (частью) образования того же магматического цикла, но его начальной стадии, видоизмененные воздействием более кислых и более молодых диференциатов магмы того же цикла (?).

Минералогический состав всего этого комплекса пород говорит о постоянном присутствии достаточно большого количества воды, что вызывало образование пород амфиболитового ряда из первоначальных, может быть, пироксеновых пород.

Отсутствие достаточных наблюдений не позволяет этого утверждать, но делает возможным такое допущение, требующее от будущего исследования умелого анализа и окончательного разрешения.

Но при таком допущении процессы диференциации магмы здесь, видимо, проходят тот же совершенно цикл, что и для комплекса габбро-амфиболитов и гиперстеновых гнейсо-диоритов. Различие,

главным образом,—количественное и отчасти качественное, а именно в настоящем случае образование наиболее основных диференциатов магмы или редко, или отсутствует (?).

Может быть перидотиты с мыса Белокаменного, заключенные в пачке амфиболитов, по их топографическому положению правильнее бы причислять к настоящему циклу магматической деятельности, а не к комплексу гиперстеновых диоритов, как это я сделал выше.

Но во всяком случае и здесь диференциация магмы, начинаясь, может быть, от образования габбро или габбро-диорита, а ныне амфиболитов, наконец давала породы подробно рассмотренного ряда диорита, кварцевых диоритов, грано-диоритов и гранитов (?), заключаясь образованием олигоклазовых пегматитов и кварцевых жил.

Механика этого процесса и его специфическое усложнение для данного случая ясны из всего вышеизложенного.

13. ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА

Мы уже видели, что слоистая, полосатая, сланцеватая текстура является в одних случаях палимпсестовой, а в других—текстурой истечения или флюидальной.

Возникает вместе с этим вопрос о роли давления в образовании описываемых структур и текстур. Уже выше указывалось, что породы эти в большинстве имеют весьма слабые признаки механических деформаций. Образования типа какиритов, катаклазитов и милонитов имеют сравнительно ничтожные масштабы, а главное—являются более молодыми по возрасту.

Интрузия являлась синтектоничной со складкообразованием саамского периода диастрофизма, и магма, подвергаясь тангенциальному давлению, вытекала в направлениях, ему перпендикулярных (H. Cloos, III, *104* и *105*), образуя при отвердевании текстуру истечения или растяжения (Streckung). По Е. Вейншенку (E. Wein-Schenk, III, *298*) при подобных условиях в пластической массе листочки слюды располагаются не только параллельно друг другу, но и облекая ранее выделившиеся зерна полевого шпата и других минералов. Может быть это другая возможность образования отмеченной мной ячеистой текстуры в мигматитах.

Наконец, stress могло оказывать влияние при явления автометаморфизма, управляя в этот интервал времени образованием формы уже в полосе отвердевшей породы. Описанные примеры грано-диорита из окрестностей Полярное и других мест указывают, что, при наличии паналлотриоморфной, или грано бластической структуры, перекристаллизации минералогического состава в твердом состоянии в породе не происходило. Присутствие бипирамидального кварца во включениях и бывшей β-модификации кварца

в основной массе, авантюриновый характер олигоклаза, указывающий на распад твердого раствора (пертиты и антипертиты)—все это указывает на первичный пирогенный минеральный состав породы и позволяет откинуть объяснение образования кристаллобластической структуры в ней путем последующей перекристаллизации в твердом состоянии и признать существование первичного бластеза или протобластеза по Веберу (M. Weber III, *295*), происходившего в последнюю стадию остывания и при явлениях автометаморфизма.

Такого же рода явления протобластеза при кристаллизации допускает и Эскола для нефелинового гнейса из Финляндии (P. E. Escola, III, *126*).

14. ПЕГМАТИТЫ

В дополнение к изложенному описанию пегматитов здесь следует сказать, что встреченный мною ряд этих пород надо относить к ортотектитам и мезотектитам классификации пегматитов А. Ферсмана (III, *50*).

Олигоклазовых пегматитов с письменным срастанием полевого шпата с кварцем мною не было встречено.

По минералогическому составу здесь различаются (по Ферсману):

a) Чистая линия.

1) Обыкновенный пегматит.

b) Линия скрещивания.

1) Магнетитовые пегматиты.

Большинство встреченных пегматитов относится к обыкновенному типу. Некоторые из олигоклазовых пегматитов с молибденитом, может быть, возникли по линии скрещивания (по Ферсману), за счет пегматитов микроклинового гранита (см. главу IX—микроклиновые граниты).

По минералогическому составу сюда же относятся некоторые магнетитовые пегматиты, возникшие по линии скрещивания за счет микроклиновых пегматитов и описанные далее (см. главу IX—о микроклиновых гранитах).

15. ЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

В более древних породах, находящихся в соприкосновении с комплексом олигоклазовых гранитов, можно отметить целый ряд контактовых феноменов.

К явлениям термального метаморфизма надо отнести образование гранатовых гнейсов (м. Никитина и губа Варламова на Кольском ф. и на ф. Зап. Лицы), гранато-силлиманитовых гнейсов (мыс Великий на Кольском ф.) и кианито-силлиманитовых гнейсов (ф. Ара), очевидно образовавшихся за счет пород, богатых глиноземом.

Образование силлиманита за счет кианита (г. Ара) указывает, вероятно, на высокую температуру контакта (E. Shephard и G. Rankin, III, *259* и *78*).

Явления инъекционного метаморфизма за счет олигоклазовых гранитов, развитые в комплексе слюдяных гнейсов и в заключенных пачках комплексов гранатовых гнейсов были описаны выше.

Наконец, надо отметить и ряд явлений аддитивного метаморфизма, имевших иногда весьма большое значение. Сюда относится привнос следующих компонентов:

1) бора—образование турмалина в гранатовых гнейсах (м. Великий) и слюдяных гнейсах (т. Юксвыд-Кильдинская);

2) титана—образование скоплений сфена во включениях более основных пород (амфиболиты);

3) фосфора—новообразование апатита в тех же амфиболитах;

4) серы—пиритизация—амфиболиты на мысе Никитин, Кольский ф. Сюда же надо отнести, повидимому, образование пирита и пирротина, обнаруженное зимой 1932 г. при вскрытии залежей магнетитовых сланцев в районе Кольского фиорда (?) В этом явлении отмечается уже крупный масштаб процесса, еще не изученный ближе;

5) железа—образование скоплений магнетита в амфиболитах (всюду распространенное явление);

6) железа, магния и силиция. Если связывать образование магнетитовых сланцев с интрузиями олигоклазовых гранитов, то этот процесс должен характеризоваться как пневматолитный привнос Si, Fe, Mg и, может быть, в заключение S (см. выше) и является схожим с процессом, описанным П. Эсколя для района Ориярви в южной Финляндии (P. Eskola, III, *127*, стр. 241—243, 356—357, 259—263), что мною уже было указано в гл. III.

16. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

Описываемые граниты петрографически близки к гранитам Vatskär из Pelling области, описанной Седерхольмом (III, *256*) и тождественны олигоклазовым гранитам из района Ориярви, описанным Эсколя (III, *127*).

Близость видна и по химическому составу на прилагаемой сравнительной таблице 52, куда помещены также, кроме перечисленных гранит Ryskär Финляндии, граниты Sala из Upsala в Швеции (Holmquist, III, *179*, стр. 264 и 266), средний „древний гранит" Финляндии по Седерхольму (III, *253*, стр. 4) и средний из 7 анализов древнего гранита южной Финляндии (J. Sederholm III, *252* стр. 17). Гранит Ryskär, по Sederholm'у, постботнийский (III, *179* стр. 18—22 и *252*, стр. 2—4), т. е. по возрасту моложе описываемого мною. Граниты Швеции принадлежат также к древнему архею.

Таблица 52

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
SiO_2	74.73	71.36	71.69	71.50	75.64	70.31	67.36	70.75	71.73	75.72	69.95	66.34	71.34
TiO_2	0.21	0.34	0.34	0.34	0.30	0.38	0.61	0.32	0.15	0.26	0.42	0.54	0.34
Al_2O_3	13.29	13.31	13.58	13.79	12.34	15.45	15.20	14.54	13.74	10.77	12.30	15.63	13.78
Fe_2O_3	0.85	0.99	0.62	0.76	1.78	0.25	0.85	0.48	0.64	1.71	2.09	0.99	0.67
FeO	1.39	3.36	3.78	2.07	1.19	2.30	2.80	2.15	2.95	1.62	2.72	3.55	2.58
MnO	0.01	0.10	0.10	0.06	0.03	—	0.06	—	0.03	0.13	0.13	0.07	0.06
CaO	2.44	2.85	2.23	3.54	2.27	2.40	3.40	3.86	3.03	2.14	4.26	3.72	3.10
MgO	0.45	0.87	1.16	1.47	0.57	1.15	1.30	0.98	0.75	1.12	2.03	1.79	1.11
K_2O	2.00	2.26	1.53	1.11	2.92	3.91	3.12	2.03	4.25	3.86	3.13	3.02	2.10
Na_2O	4.26	3.58	3.90	4.48	3.06	3.33	3.93	3.64	2.05	1.75	1.99	3.69	3.91
P_2O_5	—	0.21	—	0.10	—	0.08	—	0.88	0.11	0.08	0.12	0.18	0.20
H_2O	0.51	0.70	0.67	0.56	0.38	0.62	0.84	0.53	0.53	0.98	0.91	0.60	0.75
Σ	100.14	99.93	99.60	99.78	100.48	100.28	99.47	100.16	99.99	100.20	100.11	100.12	99.32

I. Грано-диорит из окрестн. с. Полярного, Кольский п-в.
II. Олигоклазовый гранит. Ориярви, южн. Финл. (III, *127*, стр. 41)
III. Краевая фация олигоклазового гранита „ (III, *127*, „ 54)
IV. Порфировая фация „ „ „ (III, *127*, „ 55)
V. Гранит Rysskär Перно, южн. Финл. (III, *256*, „ 116)
VI. „ „ „ „ (III, *256*, „ 117)
VII. Гнейсо-гранит Vätskar „ „ (III, *256*, „ 139)
VII. Гнейсо-гранит Pävskar Инга южн. Финл. (III. *252*, стр. 16)
IX. „ „ Andö „ „ „ (III, *252*, „ 16)
X. Гранит Sala Westmanland — Швеция (III, *179*, „ 264)
XI. „ Upsala — Швеция (III *179*, „ 266)
XII. Средний древний гранит Финл. (J. Sederholm, III, *253*, „ 4)
XIII. Средн. гранит (7 анал.) южн. Финл. (J. Sederholm III, *252*, „ 17)

Таблица 53 [1]

	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	сеч. тетраэдра	Минералогический состав
I	415	0.9	—	43.6	14	12.2	30.1	0.23	0.26	0.86	5	46 An_{21}, 37 Qu, 9 Mi, 5 Bt, 2 Ep, 1.5 Доб.
II	343	1.1	0.3	37.5	23.5	15.5	23.5	0.29	0.27	0.62	4	36 Qu, 36 An_{14}, 9 Mi, 7 Bt, 5 Am, 4 Ep
III	349	1.2	—	39	26.5	11.5	23	0.20	0.32	0.44	4	42 An_{20}, 38 Qu, 17 Bt+Mu+Chlor
IV	330	1.1	0.2	37.5	21.5	17.5	23.5	0.14	0.48	0.82	5	39 An_{21}, 31 Qu, 11 Am, 6 Mi
V	428	0.8	—	41	18	14	27	0.38	0.26	0.77	5	Qu, Mi, Pl, Bt
VI	325	1.3	—	41.5	18	12	28 5	0.50	0.45	0.67	4/5	Pl, Mi, Qu, Bt, Am
VII	289	2.1	—	38.5	21	15.5	25	0.34	0.39	0.74	5	Pl, Mi, Qu, Am, Bt
VIII	336	1.14	—	40.5	17	20	22.5	0.26	0.40	—	—	Pl, Mi, Qu, Bt, Am
IX	365	0.61	0.30	41	18	17	24	0.58	0.10	—	—	то же

[1] Месторождение пород I, II ... см. на табл. 52.

В таблице 53 анализы сравниваемых гранитов изображены в символах Ниггли и параллельно с этим дан их минералогический состав.

Все граниты принадлежат к иоземетито-гранитовому типу с отклонением для гранита Кольского фиорда к энгадинит-гранитовому типу и для гранитов южной Финляндии к нормально-гранитовому типу (Nilggi, III, *219*).

17. ПОСЛЕДУЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОВ

Помимо инъекции более молодыми микроклиновыми гранитами, олигоклазовые граниты в позднейшее время претерпевали некоторые другие изменения. Как указывалось уже, регионально распространенного процесса дислокационного метаморфизма мне не удалось констатировать, если считать справедливыми сделанные выше заключения о происхождении сланцеватой текстуры гранитов в период их образования.

Но явления дислокационного метаморфизма неглубокой зоны—катакластического метаморфизма—широко распространены. Здесь мы встречаем многочисленные, но в общем небольшой мощности пояса какиритов, или зоны дробления, катаклазитов и различные типы милонитов. Все эти образования связаны с гораздо более молодыми дислокациями.

Обычными изменениями в этих случаях является серицитизация, эпидотизация, сопровождаемая образованием альбита. Встречено было окварцевание (район губы Кислой) и выделение жилок кварца, эпидота, кальцита с редкими кристалликами пирита, т. е. все это—минералообразование эпизоны.

В контакте с молодыми диабазами и габбро-диабазами обнаружены были многочисленные случаи плавления гранита и затем последующей инъекции аплита по трещинам отдельности диабаза (А. А. Полканов, II, *38* и *39*).

В контакте с баркевикитовым и (эссекситовыми) диабазами и пикрит-порфиритами было обнаружено изменение гранита в эгирин-авгитовый сиенит, или фенит по терминологии Брёггера (Brögger, III, *91*).

Оба типа изменений будут мною описаны в специальных работах подробно.

Явления выветривания лишь слабо коснулись гранитов, вызвав помутнение полевого шпата—каолинизация и серицитизация; переход биотита в хлорит встречается не часто и в незначительном количестве.

Глава VII

КОМПЛЕКС СЛАНЦЕВАТЫХ АМФИБОЛИТОВ ТУНДРЫ ТОЛПЬВЫД I И ХРЕБТА ЛЫСТВЫД—КЕУЛИК [1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Комплекс сланцеватых амфиболитов впервые был обнаружен мною в 1923 г. слагающим хребет тундр Лыствыд—Кеулик (II, *53*, стр. 78). Тогда же, имея еще очень малый кругозор геологических наблюдений, я пытался сравнить обнаруженные здесь сланцеватые амфиболиты этого комплекса с таковыми же породами комплекса слюдяных гнейсов из района Кольского фиорда и высказал предположение о их сходстве и аналогии по возрасту с последними, оговаривая в то же время и ряд различий (II, *51*).

Затем в 1926 г. мне удалось снова пересечь маршрутом т. Куелик и установить развитие аналогичных пород в другом районе—на т. Толпьвыд I, близ границы с Финляндией. В это же время выяснилась и самостоятельность данного комплекса пород и, следовательно, отпало предположение об его одновозрастности с вышеупомянутым комплексом слюдяных гнейсов, что и указано было мною выше.

Однако произведенных мною геологических наблюдений маршрутного характера совершенно недостаточно, чтобы расшифровать сложное геологическое строение данного комплекса пород и точно установить его стратиграфическое положение. Ниже излагаемое освещение является лишь наиболее вероятным толкованием собранного очень небольшого фактического материала, причем и это толкование стало возможным только после сравнительно детального освещения геологии соседней части Финляндии работами Хаусена (H. Hausen, III, *164*), Вегмана (C. Wegmann III, *296*) и, наконец, Седерхольма (J. Sederholm, III, *243*, стр. 435).

ГЕОЛОГИЯ

2. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Комплекс сланцеватых амфиболитов развит в двух районах, отделенных друг от друга полем микроклиновых гранитов и мигматитов. Сюда относятся:

---

[1] См. также главу XV, §§ 5 и 6.

1) Район тундр Толпьвыд I и Ионкедьгвыд близ финской границы.

2) Хребет тундр почти широтного простирания—Лыствыд, Толпьвыд II на р. Курбыш, Вымь, Кингерем, Кеулик и Подвыд.

В каждом из этих районов комплекс пород имеет много общих черт в отношении литологического состава и геологического строения и в то же время ряд очень существенных отличительных особенностей.

3. РАЙОНЫ ТУНДР ТОЛПЬВЫД I И ИОНКЕДЬГВЫД

На т. Толпьвыд I комплекс этих пород прослежен на протяжении около 14 км в направлении ССВ. Западнее т. Толпьвыд I располагается ряд тундр того же простирания, не посещенных мною, так как по указанию проводников-лопарей они находятся на территории Финляндии. Это указание, повидимому, неверно, так как после вычисления географических координат главной вершины т. Толпьвыд I и вычерчивания карты тундра эта оказалась расположенной километрах в восьми от государственной границы (предполагаемой). Судя по морфологии и характеру обнаженности, видимой издали, тундры эти, вероятно, сложены породами сходного состава, и тогда очевидно, что и комплекс этих пород продолжается еще далее на запад. На восток от т. Толпьвыд I в редких обнажениях были встречены граниты.

Южный склон тундры обрывается круто (но задернован), и южнее его почти вплоть до р. Лоты расположена лесистая, частью заболоченная и, местами, всхолмленная депрессия, при пересечении которой встречались исключительно редкие обнажения амфиболитов и мигматитов (см. приложение блок-диаграмму, выполненную проф. В. Н. Вебер, по моей идее).

Тундра Толпьвыд I на своем северном конце понижается и примыкает здесь к группе тундр Кучин. Участок т. Кучин, непосредственно прилегающий к т. Толпьвыд I, посещен был мною только в его пониженной части (из опасения попасть на территорию Финляндии, что также оказалось напрасным (см. карту). Здесь встречены были породы, тождественные сланцеватым амфиболитам т. Толпьвыд, но с северо-восточным простиранием (58° ∠ 55° на СЗ). Более же восточные возвышенности т. Кучин слагаются комплексом пород, сохранившими отчасти свой первичный характер и, вероятно, более молодыми по возрасту, как это будет сказано далее. Обнаженность т. Толпьвыд I очень незначительная и почти исключительно приурочивается к восточному склону хребта.

Слагающие тундру породы принадлежат исключительно сланцеватым амфиболитам. Кроме, того встречены были: один выход перидотита, альбитовые жилки и, наконец, секущие граниты, инъецирующие сланцеватые амфиболиты. Сланцеватые амфиболиты в обнажениях на восточном склоне тундры обнаруживают обычно ССВ простирание

(и редко ССЗ) и падение на запад под углами от 55° и до 30°. В некоторых местах, например на северном, среднем конце тундры и на юге на главной вершине видна сильная мелкая складчатость амфиболитов с опрокинутостью складок на восток.

Вышеупомянутое преобладающее ССВ простирание амфиболитов, при падении на запад и ССЗ простирании всего хребта, позволяет предполагать, что по мере движения по хребту на север мы встречаем выходящими на дневную поверхность все более и более высокие горизонты свиты или, другими словами, имеем последовательное погружение свиты по мере приближения к группе тундр Кучин.

Здесь, в южном конце соответственной части т. Кучин, как уже упоминалось, обнажаются схожие сланцеватые амфиболиты, но уже с простиранием 58° СВ и пад ∠55° на СВ. К сожалению, наблюдения мои не были продолжены далее на север, как указывалось выше, и я не могу дать ответа, распространяется ли свита сланцеватых амфиболитов еще далее на север. Если же признать, что указанное обнажение (обн. 747, обр. № 1499) относится еще к данной свите пород, то сравнительно крутое падение на СЗ при северо-восточном простирании указывает на то, что здесь сланцеватые амфиболиты быстро уходят под комплекс пород, слагающих группу тундр Кучин.

Если считать правильным высказанное далее предположение, что породы т. Кучин являются более молодыми по возрасту и опустившимися по разрыву, имеющему почти широтное простирание, ослонцовываясь приблизительно в том же направлении, то можно предполагать, что и сланцеватые амфиболиты между тундрами Кучин и Толпьвыд I получили отчасти такое залегание в связи с той же дислокацией и опусканием комплекса пород, слагающих т. Кучин.

Таким образом, если на северном конце комплекса сланцеватых амфиболитов, благодаря тектоническим нарушениям, амфиболиты приходят в соприкосновение с более молодыми породами комплекса т. Кучин, то совершенно иную картину мы имеем на южном конце тундры.

Здесь, у восточного подножья главной вершины т. Толпьвыд I обнажающиеся микроклиновые граниты прорывают и инъецируют сланцеватые амфиболиты. Пластовая жила розового пегматитового гранита была обнаружена среди сильно измятых амфиболитов на самой вершине тундры.

Совершенно очевидно, что благодаря воздыманию всей свиты в южном направлении здесь выходят на дневную поверхность наиболее нижние ее горизонты, имеющие интрузивный контакт с прорывающими их микроклиновыми гранитами. Надо кроме того отметить, что микроклиновые граниты, обнажающиеся вдоль юго-восточного склона тундры, включают пачки мигматитов, вероятно возникших за счет тех же амфиболитов, но прослеживающиеся только на неболь-

шом расстоянии по направлению на север. Далее же на С, вплоть до т. Кучин, обнажения вообще отсутствуют, и только около восточного края т. Толпьвыд I тянется глубокий лог, а обнажения сланцеватых амфиболитов не обнаруживают никаких видимых следов воздействия гранитов.

Это может быть объяснено появлением здесь более высоких горизонтов свиты амфиболитов, но кроме того можно предполагать и существование разрыва, приурочивающегося к восточному краю тундры, по которому произошло выше отмеченное опускание комплекса амфиболитов. Разрыв этот и перемещение затухают где-нибудь неподалеку от южного конца тундры Толпьвыд I и, наоборот, увеличивают амплитуду по направлению к т. Кучин (на севере).

Такое представление о геологическом сроении района тундры Кучин и Толпьвыд I позволяет связывать и сланцеватые амфиболиты, встреченные восточнее т. Кучин на прилегающей к ней плоской тундре Ионкедьгвыд с амфиболитами т. Толпьвыд I. Падение этих пачек сланцеватых амфиболитов, при северо-западном простирании (160—162°), достигает иногда 30° на ЗЮЗ, т. е. под отложения тундры Кучин (обн. 727).

Пачки амфиболитов залегают здесь среди микроклиновых гнейсогранитов, или инъецируются, трансформируясь в биотитовые мигматиты.

Если допустить, что разрыв, ограничивающий с юга область опускания тундры Кучин, огибая последнюю, тяняется далее на ССЗ в Финляндию, соединяясь там с разрывом, ограничивающим с востока комплекс Печенгских тундр (C. Wegmann, III, *296*), то можно предполагать, что инеъцированные сланцеватые амфиболиты т. Ионкедьгвыд являются останцами комплекса т. Толпьвыд I или, точнее, корнями висячей кровли над гранитами, ныне в этом районе нацело эродированной. Западное продолжение этой кровли должно покоиться под отложениями тундры Кучин и, наконец, юго-западное появляется на т. Толпьвыд I, нами уже рассмотренной.

Принадлежит ли к данному комплексу пород обнаруженный выход перидотитов—сказать трудно, ибо по условиям обнаженности невозможно определить точно условия залегания этой интрузии (пластовая или секущая и т. д.?). Отметить лишь можно, что перидотиты в значительной степени серпентинизированы и в контакте с жилой пегматитового гранита изменяются в амфиболовый фельз и биотитовый роговик (см. описание далее).

Все эти наблюдения можно связать в следующий последовательный ход событий.

Основные породы (см. далее о генезисе), послужившие материалом для образования комплекса сланцеватых амфиболитов, под влиянием горообразующих сил, действовавших с запада, были осланцованы,

собраны в мелкие складки, опрокинутые на восток и, вероятно, частью даже надвинуты в том же направлении.

Вероятно, в ту же эпоху диастрофизма в наблюдаемую нижнюю часть свиты сланцеватых амфиболитов были интрудированы микроклиновые граниты, которые частью инъецировали ее нижние горизонты и привели к образованию мигматитов.

Перидотиты, как не испытавшие регионального изменения, были, очевидно, интрудированы в интервал времени между главной интрузией гранитов и внедрением пегматитовых гранитов, которые их и изменяют. Такие же пегматитовые граниты секут сланцеватые амфиболиты на вершине т. Толпьвыд I. Весьма вероятно также еще и представление о двух различных возрастах гранитов.

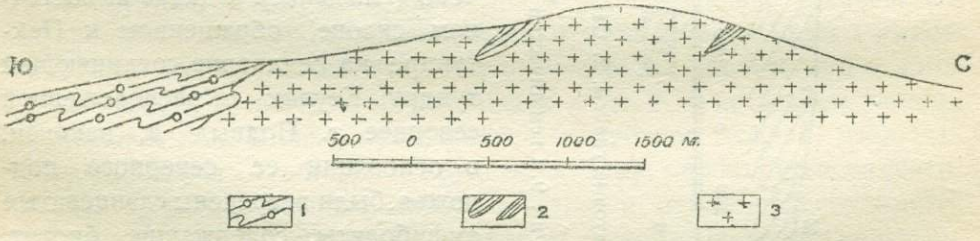
Возникновение альбитовых жилок относится, вероятно, к последующему периоду.

Наконец, намеченные дислокации разрыва и опускания по ним произошли уже после формирования более молодой свиты пород, слагающих группу тундр Кучин.

4. ХРЕБЕТ ТУНДР КЕУЛИК—КИНГЕРЕМ—ВЫМЬ—ТОЛПЬВЫД II—ЛЫСТВЫД

В районе перечисленных тундр в состав изучаемого комплекса входят более разнообразные породы:

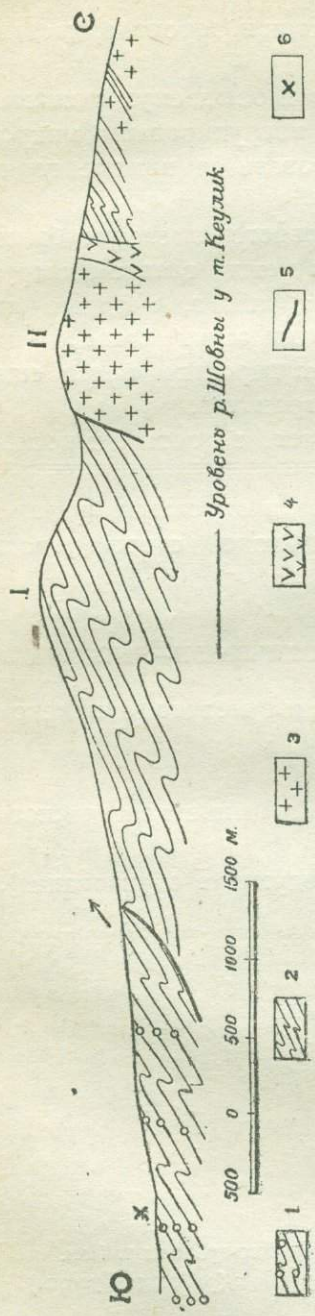
1. Метадиабазы (осланцованные).
2. Сланцеватые амфиболиты разнообразного минералогического состава и структуры.
3. Мигматиты и биотитовые гнейсы (последующие образования).
4. Пироксениты и перидотиты.
5. Полевошпатовые минеральные жилки.



1. Гранатовые гнейсы. 2. Сланцевые амфиболиты. 3. Гнейсо-граниты т. Пак.
Фиг. 8. Схематический геологический разрез через тундру Пак (район р. Туломы).

На всем протяжении перечисленных тундр комплекс имеет очень сложное строение.

На восточном конце хребта располагается т. Пак, сложенная микроклиновыми гнейсо-гранитами с ВСВ простиранием сланцеватости. На южном склоне этой тундры выходят гранато-кианитовые гнейсы, смятые в мелкие складки, опрокинутые на север. Сланцева-



Фиг. 9. Схематический геологический разрез через тундры Кеулик (I) и Подвыд (II) Район р. Туломы.
1. Гранатовые гнейсы. 2. Сланцеватые амфиболиты. 3. Гнейсо-граниты. 4. Перидотиты—серпентиниты. 5. Линии разрыва (сброс и надвиг). 6. Обнажение на Пахтвараке.

тые амфиболиты здесь наблюдались только в виде небольших пластообразных включений—отторженцев, располагающихся по сланцеватости гнейсо-гранитов (фиг. 8).

Следующая на запад тундра Кеулик, наоборот, сложена целиком сланцеватыми амфиболитами однообразного состава (фиг. 9). На западном и восточном склонах тундры, а также в неглубоких логах, пересекающих тундру почти в меридиональном направлении, видно что сланцеватые амфиболиты при почти широтном простирании сильно смяты в некрупные, многочисленные, стулообразные складки, опрокинутые на север. У северного подножья средней части тундры наблюдались амфиболиты с пустотами, частью заполненными карбонатами (метамандельштейны), и еще ниже породы, в которых можно усматривать осланцованные метадиабазы.

На всей тундре никаких прорывающих интрузий гранитов (нормального состава) не было встречено (см. далее). Однако на восточном склоне, обращенном к Пактундре на седловине, соединяющей тундру Кеулик с расположенной севернее т. Подвыд и, наконец, в основании ее северного подножья, были встречены сланцеватые амфиболиты, содержащие биотит, иногда гранат и в одном случае даже микроклин.

Появление такого типа пород можно связывать с воздействием эманаций щелочных растворов нормальной гранитной магмы.

Помимо этого, в более обнаженной части северного склона тундры были встречены многочисленные прорывающие полево-шпатовые жилки небольшой мощности. Часть этих образований, состоящих

из плагиоклаза — олигоклаз-андезина и кварца, может быть можно связывать с интрузией гранитов (? см. далее), тогда как другая часть, состоящая из альбита и пренита, вероятно, несколько моложе (?).

Наконец, у северного подножья тундры были встречены осланцованные, серпентинизированные и частью амфиболизированные перидотиты, прорывающие (повидимому) сланцеватые амфиболиты и, в свою очередь, прорезающиеся антофиллитовыми и антофиллито-карбонатовыми жилками.

Примыкающая с севера тундра Подвыд сложена гнейсо-гранитами, как и тундра Пак. Однако апофизов гранита в ближайших обнажениях сланцеватых амфиболитов не наблюдалось, но в них наблюдалось вышеупоминавшееся образование биотита.

У северного конца т. Подвыд опять обнаружен выход аналогичных перидотитов, включающих пласт биотитового амфиболита, но не обнаруживающих изменений от ближайших выходов гранита (!). Перидотиты прорезаются тонкими жилками асбеста.

Севернее этого выхода перидотитов (после перерыва в обнажениях) появляются снова сланцеватые амфиболиты, уже инъецируемые по сланцеватости полевошпатовыми—кварцевыми жилками и гранитами и, наконец, еще севернее и гипсометрически ниже встречены обнажения гнейсо-гранитов.

На южном склоне т. Кеулик обнажений не обнаружено; но южнее тундры—в депрессии встречены (на Пахтвараке) сильно осланцованные, почти вертикально падающие гранатовые гнейсы. Их отношение к сланцеватым амфиболитам неизвестно (большой интервал без обнажений).

На расположенной еще западнее тундре Кингерем обнаженность очень скудная. Обнаружены здесь почти исключительно сланцеватые амфиболиты и один выход осланцованного мета-габбро. Породы имеют широтное или почти широтное простирание и падение под углами 15—55° на юг. В поперечных небольших логах и на восточном склоне, обращенном к р. Шовне, протекающей в глубоком дефиле, наблюдалась сильная смятость пород и крупные складки, опрокинутые на север.

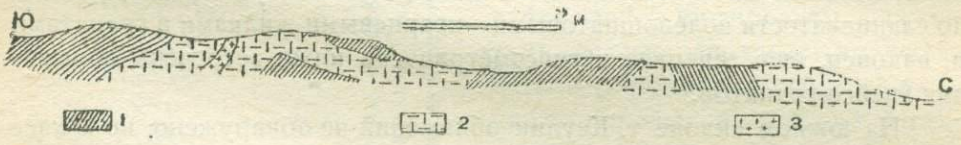
На т. Вымь, расположенной западнее и отделенной от Кингерем также узким и глубоким дефиле с речкой Кингерем, обнаженность оказалась также приуроченной почти исключительно к северному склону и очень скудной. Обнаружены только различные типы сланцеватых амфиболитов, иногда содержащих пироксен, но изредка встречались и амфиболиты, содержащие немного биотита. Простирание широтное и ЗСЗ, а падение на юг под углами 50—65°.

В сланцеватых амфиболитах встречены только пластовые кварцевые жилки и в одном месте (обн. 844, № 799) вкрапленность пирротина, видимая на-глаз.

У северо-западного подножья тундры (обн. 891, № 794) встречено обнажение флюидального порфировидного микроклинового гранита и простирание флюидальности 55° с падением на юго-восток. А еще севернее в изолированном обнажении такого же типа гранита наблюдались сланцеватые амфиболиты. Интрузивный контакт первых по отношению к последним несомненный. Амфиболиты залегают в виде полого падающего пласта на юго-восток под ∠35°; простирание 65°. Южнее тундры Вымь встречены (после перерыва в обнажениях) мигматиты с включенными пачками слюдяных гнейсов и сланцеватых амфиболитов (прост. 80°, пад. 80° на юго-восток).

На следующей тундре Курбышнёнь, расположенной западнее и отделенной от т. Вымь глубоким дефиле с речкой Вымь, обнажаются только микроклиновые граниты.

Сложение гранитов большей частью массивное, а в гнейсовидных участках наблюдается северо-западное простирание. Лишь изредка в гранитах встречаются включения ороговикованных амфиболитов. Взаимоотношений гранитов с гранатовыми гнейсами, расположенными южнее (на Вашвараке), установить не удалось.



1. Сланцеватые амфиболиты. 2. Граниты. 3. Пегматиты.
Фиг. 10. Схематический геологический разрез по восточному склону т. Толпьвыд II.

На следующей, более западной тундре Толпьвыд II на северном конце обнажаются только граниты, переходящие из грубозернистых в более мелкозернистые по направлению на юг.

В южной части обнажаются сланцевые амфиболиты, часто содержащие пироксен, прорывающиеся гранитами и переходящие в мигматиты. Среди сланцеватых амфиболитов встречены редкие пачки биотитовых гнейсов. Простирание ССЗ до широтного или даже чаще с отклонением на СВ; падение почти всегда на юг под углами от 80° и до 40°. Интрузивное отношение гранитов к амфиболитам иллюстрируется хорошо приведенными двумя разрезами по восточному и западному склонам южной оконечности тундры (фиг. 10 и 11).

Южная граница сланцеватых амфиболитов здесь не прослежена, а наблюдалась еще западнее при пересечении маршрутом тундр Лыствыд и Чоксолосварь.

Следующая т. Лыствыд отделена от Толпьвыд II глубокой узкой долиной и в северной своей части сложена также массивными гранитами, а в южной части здесь выходят сланцеватые амфиболиты, прорываемые по сланцеватости гранитами. Те же сланцеватые амфибо-

литы наблюдались и на реке Пауче еще западнее. Простирание в обоих местах ВСВ, падение на Ю до 80—65°.

Наконец, на т. Чоксолосварь наблюдались, главным образом, слюдяные гнейсы (частью мигматиты), заключающие пачки сланцеватых амфиболитов (с биотитом). Простирание ВСВ, падение на Ю 80—65°. Здесь же обнаружен выход амфиболизированного оливинового пироксенита.

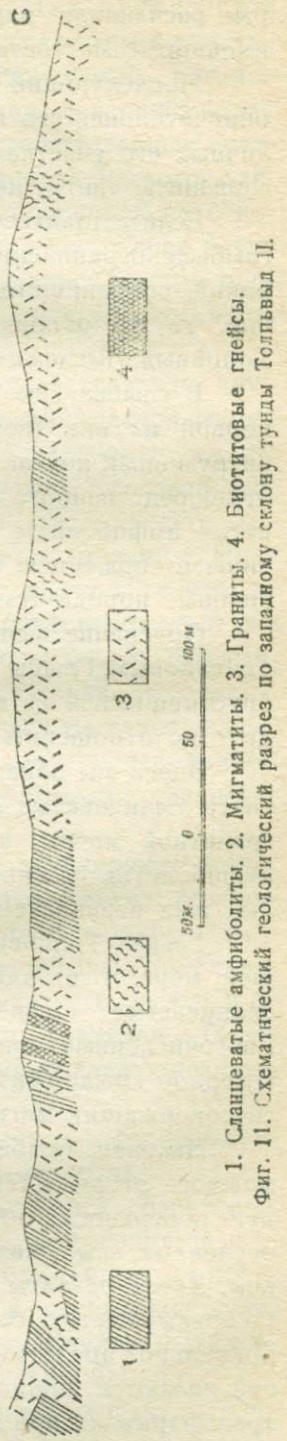
Южнее т. Чоксолосварь наблюдалось в депрессии, перекрытой четвертичными образованиями, единственное обнажение гнейсогранитов, содержащих микроклин.

Еще западнее расположена депрессия, слегка всхолмленная и лесистая, в которой мной исследования не производилось.

Если допустить, что сланцеватые амфиболиты, обнажающиеся на всем протяжении от Чоксолосварь и до т. Пак (около 45 км) принадлежат к одному и тому же комплексу, то все описанные выше взаимоотношения можно связать в следующую геологическую картину.

Породы, послужившие материалом для образования сланцеватых амфиболитов последующими орогеническими движениями, направленными с юга на север, были интенсивно смяты и сложены в мелкие складки, опрокинутые на север. Складкообразование сопровождалось региональным метаморфизмом, который привел к образованию амфиболитовой фации описанной серии пород.

В период, вероятно того же диастрофизма, были интрудированы большие массы микроклиновых гранитов, которые проникли и инъецировали, главным образом, нижние части складчатой свиты, проникая в нее частью в виде согласных, а частью в виде рвущих апофизов.



Фиг. 11. Схематический геологический разрез по западному склону тундры Толпывыд II.
1. Сланцеватые амфиболиты. 2. Мигматиты. 3. Граниты. 4. Биотитовые гнейсы.

Сформированная так свита изучаемых пород впоследствии подверглась новым нарушениям в виде многочисленных разрывов меридионального ССВ; СЗ простираний и, наконец, разрывов широтного направления, кото-

рые расчленили район, сложенный данным комплексом на ряд глыб, имевших самостоятельные вертикальные движения.

Последующий глубокий размыв так сформированного хребта и окончательная его нивелировка в ледниковое время вскрыли на различных его участках как глубоко лежащие граниты, так и высокие горизонты свиты, не затронутые интрузиями.

Если условиться, что тундры Пак и Курбышнёнь являются такими глыбами, ограниченными разрывами меридионального ССВ и СЗ простираний, сохранившими при этих движениях свое первоначальное положение, то по отношению к ним глыбы т. Кеулик, Кингерем, Вымь, Толпьвыд, Лыствыд и Чоксолосварь являются опустившимися участками

В глыбах Пак и Курбышнёнь обнажаются только граниты. На первой из них (вероятно и на второй) граниты, вероятно, имеют интрузивный контакт с расположенными южнее гранатовыми гнейсами (непосредственного контакта в обнажениях не было найдено). Сланцеватые амфиболиты здесь встречены лишь в виде небольшой величины отторженцев, погруженных в граниты и превращенных в роговиковые породы (см. фиг. 8).

Опускание вышеперечисленных глыб-участков являлось не всюду одинаковым. Глыбы Вымь, Кингерем и Кеулик являются наиболее низко опустившимися и, вероятно, имели, в известной мере, независимые друг по отношению к другу движения.

Здесь мы обнаруживаем всюду сравнительно высокие горизонты свиты сланцеватых амфиболитов, едва затронутые дыханием эманаций гранитной магмы, что приводило к образованию биотитизированных амфиболитов (с микроклином) и редкому появлению (?) плагиоклазовых жил незначительной мощности.

Глыбы Толпьвыд и Лыствыд, вероятно, были опущены в меньшей мере, т. е. здесь, с одной стороны, появляются пироксеновые сланцеватые амфиболиты, и, с другой стороны, наблюдаются многочисленные апофизы гранита, инъецирующие и прорывающие северное крыло свиты. Инъекция приводит здесь к образованию биотитсодержащих мигматитов.

Наконец, глыба Чоксолосварь, расположенная на запад от возможного разрыва (?), проходящего по р. Пауче, и имеющая современную поверхность обнажения на 100 (и более) метров ниже вышеперечисленных глыб, является, вероятно, еще меньше опущенным участком. Здесь развиты биотитовые и биотито-роговообманковые гнейсы, по преимуществу, со включенными в них пачками амфиболитов. Если правильно представление о первых породах, как о мигматитах, то они являются производными от амфиболитов в результате глубокой трансформации при явлениях мигматизации. В случае другого генезиса этих пород вопрос о принадлежности их к изучаемой свите может быть подвергнут сомнению.

На севере от всей полосы комплекса сланцеватых амфиболитов развито обширное поле микроклиновых гранитов, которые на участке от Чоксолосварь и до Курбышнёнь имеют интрузивный контакт с излучаемой свитой. Восточнее же, на протяжении северного края тундры Вымь, Кингерем и Кеулик на основании вышеописанных соотношений мы должны допустить существование тектонического контакта, по которому свита амфиболитов являлась опущенной по отношению к расположенным севернее гранитам. При этом разрез через т. Кеулик и Подвыд показывает, что тектоника и здесь не так проста (по условиям обнаженности можно было составить только схематический разрез, см. фиг. 9).

В самом деле, здесь можно преполагать существование двух разрывов почти широтного простирания; первый располагается у северного подножья т. Кеулик и пересекает седловину между т. Кеулик и т. Подвыд, второй же разрыв проходит по северному краю т. Подвыд. Первым разрывом приводятся в тектоническое соприкосновение сланцеватые амфиболиты т. Кеулик с гранитами т. Подвыд (интрузивных соотношений и контактового воздействия не наблюдалось), а вторым—граниты т. Подвыд с инъецированными теми же гранитами сланцеватыми амфиболитами северного склона т. Подвыд. Таким образом, граниты т. Подвыд являются здесь как бы горстообразным участком, по южную сторону которого располагается сильно опущенная глыба т. Кеулик, а по северную сторону—менее сильно опущенный край т. Подвыд, сложенный инъецированными сланцеватыми амфиболитами.

Кроме того, как раз по второму разрыву и был обнаружен выход серпентинизированного перидотита, а у подножья т. Кеулик обнаружен другой выход такого же перидотита, быть может приуроченный к линии первого разрыва (?). Перидотиты осланцованы приблизительно в широтном направлениии (падение сланцеватости на юг) и не подвергаются видимому изменению от близлежащих гранитов. Таким образом, возможно, что интрузия перидотитов сопровождала описанные дислокации разрыва и перемещения по ним.

Вопрос о соотношении сланцеватых амфиболитов с расположенными южнее гранатовыми гнейсами остался не разрешенным.

С одной стороны, надо напомнить, что эта полоса гранатовых гнейсов раставрирована лишь по очень немногим обнажениями (см. главу о гранатовых гнейсах). С другой стороны, ближайшее из обнажений гранатовых гнейсов располагалось все же в нескольких километрах от обнажений сланцеватых амфиболитов т. Кеулик и гипсометрически выше их основания (на р. Шовне, см. фиг. 9).

Обращает на себя внимание уже выше отмеченный факт, что на Пак тундре гранатовые гнейсы располагаются в непосредственной близости к гранитам, не оставляя места для сланцеватых амфиболитов

(схематический разрез см. на фиг. 8; расстояние между ближайшими обнажениями около 1 км в меридиональном направлении).

Если, кроме того, принять во внимание еще то, что в гранитах Пак тундры встречаются отторженцы сланцеватых амфиболитов, то можно предположить, что последние налегали на гранатовые гнейсы перед интрузией и впоследствии были эродированы нацело. При допущении такого предположения все же остается открытым вопрос, было ли это налегание стратиграфическим, и следовательно свита амфиболитов автохтонной, или тектоническим, т. е. свита амфиболитов аллохтонной.

В случае стратиграфического налегания на гранатовые гнейсы, что более вероятно, свита сланцеватых амфиболитов является более молодым образованием, чем гранатовые гнейсы.

Если принять такое толкование (с указанными оговорками) относительного возраста сланцеватых амфиболитов, то появление обнажений гранатовых гнейсов южнее хребта, сложенного этой свитой и гипсометрически выше видимого ее основания (несколько выше уровня р. Шовны у т. Кеулик), можно объяснить чешуеобразным надвигом последних на первые, возникшим в ту же эпоху орогенеза (или более молодым).

Сильная сланцеватость гранатовых гнейсов гармонирует с таким предположением. Такое толкование и изображено на приведенном схематическом разрезе через т. Кеулик (фиг. 9).

5. РАЙОН МЕЖДУ ТУНДРАМИ ТОЛПЬВЫД I И ЛЫСТВЫД

Для полного представления о геологической связи рассмотренных районов является очень важным познание участка, между ними расположенного.

Однако пройденный маршрут через этот большею частью пониженный, частью лесистый и заболоченный район дал очень мало.

На пространстве от т. Толпьвыд I до т. Попова оказались развитыми граниты и гнейсо-граниты, которые слагают и северную часть последней тундры, тогда как в южной ее части обнажаются амфиболиты, которые описаны были мною в работе о магнитной аномалии на т. Попова и в части которых можно было бы признать метаморфизованные основные породы типа габбро (А. А. Полканов, II, *59*).

Пироксеновые амфиболиты с гранатом, инъецированные гранитами, были встречены и южнее, близ южного конца озера Мемек.

Далее от р. Зап. Лицы и до р. Паучи обнажений совершенно не было встречено. Среди же валунов основной морены, перекрывающей это пространство, по преимуществу распространены микроклиновые серые мигматиты (около 90%) и в небольшом количестве пегматиты и мигматиты амфиболитов и другие (около 10%).

По всем этим данным можно только строить предположение о том, что в основном весь этот район сложен микроклиновыми гранитами и мигматитами, в которых спорадически встречаются включения основных пород типа амфиболитов.

Однако, какова природа этих амфиболитов и можно ли их считать принадлежащими к комплексу сланцеватых амфиболитов, сказать очень трудно. По их петрографическому составу они могли бы быть причислены и к более древнему комплексу амфиболитов и габбро-амфиболитов, который описан был мною ранее.

Во всяком случае, если и считать их принадлежащими к комплексу сланцеватых амфиболитов, то, очевидно, это будут останцы корней висячей кровли, повидимому, в таком случае располагавшейся над всем массивом, что говорило бы о гораздо более широком распространении изучаемого комплекса, располагавшегося и над всем этим районом, ныне сложенном гранитами. Кроме того, сохранившиеся редкие останцы этих амфиболитов намечают, как почти меридиональное простирание этой свиты на т. Толпьвыд I, по направлению на юго-восток к т. Лыствыд постепенно изменялось на ВСВ (на т. Лыствыд).

Намомнить следует здесь также, что на т. Попова была установлена в 1899 г. проф. Б. А. Поповым магнитная аномалия, розысканная мною вторично в 1926 г., но причины которой по условиям обнаженности остались неизвестными (см. А. А. Полканов, II, *59*)

6. О ВОЗРАСТЕ КОМПЛЕКСА СЛАНЦЕВАТЫХ АМФИБОЛИТОВ

Из всего вышеизложенного следует, что свита сланцеватых амфиболитов обоих описанных районов имеет много схожих черт как по литологическому характеру, так и по геологическому строению, что позволяет считать ее одновозрастной.

Вопрос о ее стратиграфическом положении не ясен. Верхний возможный возрастной предел определяется прорывающей интрузией микроклиновых гранитов точно неизвестного возраста, нижний же предел, строго говоря, неизвестен, но если верно ранее высказанное предположение о возможном их стратиграфическом налегании на гранатовые гнейсы, то, очевидно, свита эта моложе последних, т. е. имеет постсвионийский возраст.

Граниты сходного состава описаны были Хаусеном для соседней части Финляндии в районе на север от Печенгских тундр (H. Hausen, III, *164*, стр. 25). Но Хаусен не определяет их места в стратиграфической схеме финляндских геологов. Седерхольм в одной из своих работ (J. Sederholm, III, *245*) причисляет эти граниты к постботнийским, а в другой, новейшей (III, *243*), указывает, что они, являясь схожими с постботнийскими гранитами южной Финляндии, могут

быть также и посткалевийскими, с которыми также имеется много общих черт (см. также новую работу J. Sederholm, III, *320*).[1]

Хаусен в упомянутой работе описывает кроме того (III, *164*, стр. 28) очень схожие сланцеватые амфиболиты, широко развитые в районе на юго-запад от комплекса Печенгских тундр, т. е. занимающие приблизительно симметричное положение со сланцеватыми амфиболитами т. Толпьвыд I, но развитыми уже на юго-восточном конце комплекса т. Кучин, который можно считать аналогичным комплексу Печенгских тундр (см. далее). Точное соотношение этих пород к Печенгскому комплексу осталось для Хаусена неизвестным, точно так же, как неизвестны их взаимоотношения к слюдистым кварцитовым сланцам и слюдяным сланцам, расположенным еще севернее (по западной окраине Печенгского комплекса).

Можно предположить, что наши сланцеватые амфиболиты являются по возрасту схожими с этими амфиболитами Финляндии (по Хаусену).

Отметим здесь также, что, повидимому, то же возрастное положение по отношению к микроклиновым гранитам и к гранатовым гнейсам занимает и рудоносный комплекс Сюдварангера в Норвегии (Киркенессе), которому Седерхольм считал возможным приписывать сначала ботнийский, а затем лопарский (более древний) возраст, как указано было мною ранее (см. гл. о слюдяных гнейсах).

Поэтому, если будущие исследования установили бы принадлежность комплекса Сюдварангера и комплекса сланцеватых амфиболитов Соорти—Толпьвыд I—Кеулик к одной и той же формации, то в наших сланцеватых амфиболитах мы имели бы дело с фацией, главным образом, метаморфизованных вулканогенных пород (см. далее), а в комплексе Сюдварангера с седиментогенной и рудоносной фацией в толковании Седерхольма, того же возраста (или вернее интервала времени).

Орогенические движения, приведшие к складкообразованию, принадлежат в таком случае к постботнийскому времени и сопровождались интрузией огромных масс гранита (см. далее).

Направление давления и движения в эту эпоху происходило с юга на север в восточной части комплекса и, вероятно, с ЮЗ на СВ в западной части комплекса, приводя его в этом месте к дугообразному изогнутию.

Однако такое толкование возраста комплекса сланцеватых амфиболитов, определяемое собственно тем, что условно принимается как постботнийский возраст прорывающих их гранитов, не может считаться твердо установленным. Сходство гранитов этого района (по Седер-

[1] Цитируемая работа Седерхольма была получена уже по окончании мною данной работы и не могла быть использована.

хольму) с посткарельскими гранитами могло бы позволить поднять возраст сланцеватых амфиболитов вплоть до карельского. Вопросы эти еще требуют специальных исследований (см. главу IV и X, §§ 4 и 9).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД КОМПЛЕКСА

7. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как уже указывалось, в поле распространения пород изученного комплекса были встречены:

1. Метадиабазы.
2. Сланцеватые амфиболиты и их мигматиты.
3. Биотитовые гнейсы.
4. Перидотиты.
5. Полевошпатовые и минеральные жилки.

8. МЕТАДИАБАЗЫ И ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ

Метадиабазы (обр. №№ 882, 1422, 1415).

Породы, в которых можно установить некоторое сходство со осланцованными уралитазированными диабазами с т. Кучин (см. далее), были встречены на т. Кингерем и Кеулик. Интересно отметить, что на Кингерем выход этот обнаружен в пониженной части тундры, а на т. Кеулик близ северного подножья и несколько ниже обнажения оливиновых пироксенитов.

В обоих случаях мы имеем дело с породой, состоящей из амфибола уралитового характера и основного плагиоклаза 47% An (обр. № 1422) иногда с нормальной зональностью.

Добавочные—руда и сфен. Вторичные по плагиоклазу эпидот и слюдистый минерал.

Порода в обоих случаях сильно осланцована, плагиоклаз раздроблен, и амфибол частью вытянут по сланцеватости. Однако, все же можно уловить сходство структуры этих пород со структурой уралитизированных диабазов с т. Кучин, где такого типа структура рядом переходов может быть связана с неизмененной структурой этих пород.

Такой характер пород и позволяет их выделить под наименованием метадиабаза.

Кроме того, сюда можно причислить амфиболиты с многочисленными пустотами, заполненными карбонатами, встреченные также на северном склоне т. Кеулик (обр. № 1415). В этих породах, вероятно, следует видеть бывшие мандельштейны (метамандельштейны).

Габбро-амфиболиты. (Обр. №№ 1508, 1509, 1510, 1512) Обнаружены на т. Попова и в ее окрестностях и были описаны мною в связи с обнаруженной на этой тундре магнитной аномалией (II, 59).

Отметим здесь лишь основные черты встреченных здесь трех типов пород.

Один тип принадлежит к пироксеновым амфиболитам (обр. № 1512) и имеет кристаллобластическую структуру и состав: два амфибола [(I) $2V(+) - 73.5°$; $n_g : C = 18°$; n_g бледносине-зеленый $> n_m$ бледно-зеленый $> n_p$ бесцветный; (II) $2V(+) - 74.5°$; $\rho > v$; $n_g : C = 18°$; n_g сине-зеленый $> n_m$ оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый]; диопсид в небольшом количестве ($n_g : C = 39—40°$), плагиоклаз, измененный в эпидот, гранат в небольшом количестве, бледнозеленый амфибол, образующий по диопсиду и добавочную руду.

Другой тип (1509—1510) обладает то пойкилобластической (обн. 1510) структурой, то бластогранитовой (макроскопически виден переход ее к бластоофитовой). Состав: плагиоклаз, составляющий около половины породы ($\perp$ (010) n_g 43°, n_m 57°, n_p 65°; 80% An), амфибол светлозеленый, волокнистый, уралитового характера ($2V(+) - 79°$; $n_g : C = 18 - 19°$; n_g бледноголубовато-зеленый $> n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледножелтый) и иногда еще более бледноокрашенный с мелкими включениями кварца ($n_g : C = 15°$), редкий гранат, кварц и добавочные—сфен и руда в небольшом количестве.

Третий тип (обн. 1508) частью с диабластической структурой и состава: основной плагиоклаз ($\perp$ (010) n_g 46.2°, n_m 63.5°, n_p 62°; 80% An; $\perp$ (001) n_g 47 · 5°, n_m 67.5°, n_p 51; 82% An, иногда зональный и с более основной оболочкой), два амфибола — паргасит ($2V(+) + 77°$; $\rho > v$; n_g $C = 19 — 20°$; $n_g - n_p = 0.024$; бесцветный) и амфибол зеленый ($2V(+) — 85°$; $n_g : C = 18$; $n_g - n_m$ бледнозеленый $> n_p$ почти бесцветный), гранат в порфиробластах; добавочные—кварц, сфен, руда и рутил, Амфиболы срастаются в параллельном положении и в паргасите наблюдаются полисинтетические двойники.

9. СЛАНЦЕВАТЫЕ АМФИБОЛИТЫ И ИХ МИГМАТИТЫ

Амфиболиты данного комплекса в подавляющем большинстве обладают резко выраженной сланцеватостью. Это при плохо различаемом невооруженному глазу присутствии плагиоклаза давало основание к наименованию их в поле амфиболовыми сланцами. Однако постоянное присутствие в них плагиоклаза заставляет удерживать для них наименование „амфиболита".

Появление сланцеватости в этих породах тесно связано с характером дислоцированности свиты. Так, на тундрах Толпьвыд I, Вымь, Кингерем и Кеулик, где смятость пород очень сильная и выражается в частом появлении мелких складок и даже мелкой плойчатости, развиты почти исключительно типы сланцевых амфиболитов и сравнительно редко наблюдалось для них более массивное (гнейсовидное) сложение. Только на тундрах Лыствыд и Толпьвыд II (на р. Курбыш) или на т. Ионкедьгвыд и Подвыд, где эти породы прорываются гра-

нитами, или включены в последние в виде пачек и подверглись их воздействию, сложение их начинает часто приближаться к гнейсовидному.

П. м. обнаруживается типичная кристаллизационная сланцеватость (табл. VII, фиг. 2), нередко достигающая характера нематобластической структуры. Иногда можно наблюдать диабластическую структуру и видимую под микроскопом плойчатость. Характер таких структур обусловлен развитием по оси С и по сланцеватости амфибола, тогда как плагиоклаз в виде плоских зерен заполняет промежутки между столбиками амфибола. Эти структуры постепенными переходами связаны с такими, в которых плагиоклаз обладает более или менее эллипсоидальной формой.

Минералогический состав этих пород мало разнообразен.

Различаются следующие типы:

1) Плагиоклазовые амфиболиты иногда с актинолит-тремолитом (обр. №№ 1494, 1496, 1499, 1504, 793, 797, 800, 795, 835, 821, 824, 825, 828, 1409, 796, 799, 1513, 1517, 1475, 1476).

2) Пироксеновые амфиболиты (обр. №№ 796А, 798А,В, 806—808, 810, 814—815, 1517, 1400, 1426).

3) Гранатовые амфиболиты (обр. №№ 1403, 1424).

4) Биотитовые, биотито-микроклиновые амфиболиты и биотито-амфиболовые мигматиты (гнейсы) (обр. №№ 1363, 809, 816, 1414, 1423, 1410, 804 АВ, 1432, 1435, 1516, 1518, 1362, 1505, 803 АВ 81 811 АВ, 1427, 1428).

Амфиболиты (плагиоклазовые) сланцеватые

Это наиболее распространенная порода изучаемого комплекса, развитая на тундрах Кеулик, Кингерем, Вымь, Толпьвыд II, на р. Курбыш, Лыст, Толпьвыд I и в качестве включенных пачек на тундрах Пак, Подвыд, Курбыш и Ионкедьгвыд.

Состав: амфибол, плагиоклаз и немного кварца. Добавочные: сфен, постоянно присутствует руда, обычно магнетит и реже пирит.

Амфибол чаще преобладает, по количеству, над плагиоклазом, или же иногда присутствует в равном или даже меньшем количестве. Включает плагиоклаз, сфен, эпидот, кварц. Константы для № 1504 [2 V (+) — 75°; $\rho > v$ слабое; $n_g : C = 17°$, n_g темносиневато-зеленый, n_m оливково-зеленый $> n_p$ зеленовато-желтый: $n_g - n_p = 0.029$; в другом случае 2 V (+) — 78.5°, $n_p : 17°$ (обр. № 1403 а)]. Иногда цвета полихроизма бледносиневато-зеленые и угол погасания $n_g : C = 16°$, что указывает на актинолитовый характер минерала. Наконец, встречено было несколько образцов (обр. №№ 796, 799) на т. Вымь, где амфибол был бесцветен и приближается к ряду актинолит-тремолита ($n_g : C = 16°$).

Различные амфиболы, присутствуя одновременно в одной и той же породе, образуют между собою параллельные срастания. В одном образце был обнаружен биотит (обр. № 796, Вымь т.).

Плагиоклаз содержит 34, 42, 44% Ап, сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам, часто каолинизирован и иногда вытесняется замещающим эпидотом.

Кварц в небольшом количестве.

Сфен иногда довольно обильный и обычно ксеноморфный. Руда в неправильных сростках, иногда мезостатически расположенных.

Эпидотизация приводит к образованию эпидот-амфиболитов. Небольшой материал не позволяет сделать заключений по вопросу о распространенности этого процесса.

Образцы амфиболитов, содержащие эпидот, спорадически встречались в различных частях района распространения этого комплекса пород, но процесс этот лишь изредка достигал пределов полной трансформации плагиоклаза.

В некоторых случаях наблюдался эпидот в жилках, располагающихся по сланцеватости пород, или даже секущих ее.

На тундре Вымь был встречен выход амфиболита, импрегнированный сульфидом-пирротином, видимым на глаз. Рудный минерал располагается иногда мезостатически. Интересно отметить, что амфибол этой породы обладает бледным цветом и наблюдается одновременное появление небольшого количества биотита. Мощность импрегнированной зоны около метра (обн. 844, № 799).

Пироксеновые амфиболиты

Пироксеновые амфиболиты встречены был на тундрах Вымь, Толпьвыд II, на р. Курбыш, Лыствыд и во включениях на Подвыд и Пак тундре. Тундры Толпьвыд II и Лыствыд, повидимому, являются районами их наибольшего распространения. Не встречались совершенно эти породы среди образцов, собранных на тундрах Кингерем и Толпьвыд I (близ финляндской границы).

Наиболее часто встречающийся характер их развития это прослои в обычных амфиболитах. Прослои эти иногда очень тонкие (Вымь т.). Иногда пироксеновая порода образует неправильной формы тело среди амфиболитов (на т. Толпьвыд II). От амфиболитов отличима своим более светлым цветом.

Состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, амфибол, кварц, эпидот и добавочные—сфен и руда.

Диопсид то в малом количестве, равном амфиболу, то преобладает над последним, или, наконец, является единственным темноцветным компонентом, развит иногда в довольно крупных порфиробластах и содержит пойкилитические включения кварца, плагиоклаза

и эпидота (по плагиоклазу). Диопсид находится часто в параллельном срастании с амфиболом, что, вероятно, следует истолковывать как переход в последний.

Бесцветный или бледно зеленый: $n_g : C = 38°$

Амфибол сходен с таковым плагиоклазовых амфиболитов, иногда содержит примесь главкофана, о чем можно судить по синим цветам полихроизма. Иногда встречается бледнозеленый амфибол, проросший червеобразным кварцем и несомненно возникший за счет пироксена (обр. № 1400).

Плагиоклаз с содержанием 40,42 и 44% Ап переходит в эпидот иногда почти нацело. Изредка наблюдалась его пренитизация (?). Кварц иногда изобильный благодаря последующему окварцеванию. Сфен присутствует постоянно и иногда в крупных выделениях.

Изредка встречается биотит (обр. № 1400 на т. Подвыд).

Гранатовые амфиболиты

Гранатовые амфиболиты встречены были только на т. Кеулик в двух местах: у ее северного подножья и у восточного подножья в логу, отделяющем ее от Пак тундры.

В обоих случаях порода сланцевата, состоит из плагиоклаза (32% Ап), амфибола, граната в порфиробластах и иногда большого количества биотита. Добавочная руда в небольшом количестве.

Гранат и амфибол иногда имеют пойкилитические включения кварца (обр. № 1424). Помимо обычного амфибола с голубоватозелеными цветами, иногда содержится немного бесцветного актинолита. Биотит обладает красно-бурым цветом по n_g.

Биотитовые амфиболиты и мигматиты

Амфиболиты, содержащие биотит и даже микроклин, и, наконе мигматиты встречены были в различных местах.

Очень интересны находки этих пород вне видимой связи с интрузией гранитов. Сюда относятся месторождения близ северного подножья и у подножья т. Кеулик (в последнем месте появляется и микроклин) и в логу между тундрой Кеулик и Подвыд. Интересно отметить, что здесь же появляются и амфиболиты с гранатом (см. выше). Напомнить следует также, что биотит встречен и в некоторых амфиболитах на т. Вымь (см. выше).

Появление этих пород в связи с непосредственно наблюдаемой интрузией гранитов обнаружено было на северной оконечности т. Толпьвыд II, в южной части т. Лыствыд и на р. Пауче на т. Чоксолос и, наконец, на восточном склоне южной оконечности т. Толпьвыд I.

Наконец, в виде включений-отторженцев биотито-амфиболовые породы были встречены на т. Пак, севернее т. Подвыд, на т. Курбыш, на восточном склоне т. Толпьвыд I и на западном склоне т. Ионкедьгвыд у тундры Кучин.

В биотитовых амфиболитах плагиоклаз средний с 33% An, амфибол иногда пророс пойкилитическим кварцем и биотит с красно-бурым цветом по n_g. Заметно появление ортита и начало хлоритизации биотита. Иногда много сфена вокруг руды (обр. №№ 1410, 1414 1432—Кеулик, 1520—Чоксолос).

В таких породах появляется тогда и микроклин (обр. № 1423—Кеулик; плагиоклаз с 36% An) и иногда развивается эпидот в ассоциации с биотитом (обр. № 1363 — Ионкедьгвыд и 1518а — Чоксолосварь).

Мигматиты, появляющиеся на т. Ионкедьгвыд (обр. № 1362, 1363), Толпьвыд (обр. № 1505), Подвыд (обр. № 1427 и 1428) в общем схожи между собою.

Здесь увеличивается количество микроклина или мусковита и плагиоклаза, который становится кислее (14.% и даже 0% An, обр. № 1505) и иногда идет окварцевание породы с ясным замещением полевого шпата. Амфибол постепенно исчезает и замещается биотитом, в ассоциации с эпидотом, который иногда образуется и за счет плагиоклаза (обр. № 1505). Иногда амфибол обладает пойкилитическими врастками кварца.

Биотит обладает бурым цветом по n_g и часто развит в виде симплектита с кварцем.

Появляются сфен и ортит.

На тундре Чоксолосварь развиты биотито-микроклиновые амфиболиты (обр. № 1518) и связанные с ними биотито-амфиболовые гнейсы-мигматиты (обр. № 1518), которые встречены были и на т. Лыствыд среди амфиболитов (обр. № 1516).

Первый тип пород в общем тождествен вышеописанным, но обладает гнейсовидным сложением, второй же содержит только редкий амфибол и плагиоклаз с 33% An.

Включенный в граниты отторженец амфиболита на т. Курбыш представляет типичную роговиковую породу, состоящую из плагиоклаза, микроклина, биотита, кварца и остатков амфибола. Добавочные—сфен, апатит, руда-магнетит, ортит и эпидот.

Биотит зеленовато-бурый. Плагиоклаз зонален с более основным измененным ядром (обр. № 803 А, В.).

10. БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ (обр. №№ 812, 813, 1519)

Встречены по т. Чоксолосварь и на Толпьвыд II.

Породы эти залегают среди комплекса амфиболитов, переходящих в биотитовые мигматиты, как, например, на т. Чоксолосварь,

или же среди амфиболитов, прорываемых гранитами на т. Толпьвыд II и наконец даже во включениях среди гранитов.

Часть этих пород (обр. №№ 1519 и 813) не обнаруживает явных признаков происхождения за счет амфиболитов и не содержит даже микроклина (обр. № 1519). Часто же гнейсы содержат немного микроклина (обр. №№ 813 и 812) и может быть являются мигматитами. Плагиоклаз содержит 36% Ап. Иногда наблюдается значительное количество сфена (обр. № 813), и биотит переходит в хлорит (обр. № 812).

11. ПИРОКСЕНИТЫ И ПЕРИДОТИТЫ

Пироксениты и перидотиты были встречены в четырех месторождениях: на т. Толпьвыд I, что близ т. Кучин, на т. Чоксолосварь, на т. Кеулик и на т. Подвыд.

На восточном склоне т. Толпьвыд I, как раз на границе между сланцеватыми амфиболитами, лежащими выше, и гнейсо-гранитами, располагающимися ниже, обнаружен был выход серпентинизированного перидотита. По отдельным обнажениям тело перидотита прослеживается приблизительно на 150 м и имеет мощность около 6 м и вытянуто в почти меридиональном направлении (см. А. А. Полканов, II, *59*, стр. 19). Перидотиты вызывают магнитную аномалию. С восточной стороны с перидотитом находится в контакте пегматитовый микроклиновый гранит.

Перидотит осланцован не в той сильной степени, как выше лежащая свита сланцеватых амфиболитов.

П. м. наблюдается (обр. № 1500), главным образом, серпентин с типичной петельчатой структурой и в нем расположенные то отдельные зерна, то аггрегаты бесцветного актинолит-тремолита по пироксену и хлорита, бесцветного по биотиту.

Трансформация минералогического состава привела к выделению ксеноморфного магнетита. Однако среди руды по блеску различается и примесь сульфида.

В породе немного карбоната.

В контакте с пегматитом перидотит трансформируется в биотитовый роговик (обр. № 1503), за которым следует амфиболовый фельз (обр. № 1503) и, наконец, перидотит.

Биотитовый роговик имеет типичную роговиковую структуру и минералогический состав—биотит красновато-бурого цвета по n_g, переполненный включениями ортита с полихроичными ореолами, кварц и, наконец, скопления сфена, также окруженные полихроичными ореолами. Кроме того, наблюдаются редкие зерна роговой обманки, переходящей в биотит.

Биотит частью переходит в хлорит.

Амфиболовый фельз содержит амфибол бледноголубовато-зеленого цвета и небольшое количество моноклинного пироксена. Кроме того наблюдаются—сфен и руда.

Пегматитовый гранит в контакте с этими породами почти не содержит микроклина, который появляется лишь в более отдаленных частях жилы.

На т. Чоксолосварь обнаружен был изолированный выход амфиболизированного и осланцованного оливинового пироксенита (обр. № 1821). Сланцеватость породы имеет широтное простирание.

П. м. сланцеватая порода состоит почти исключительно из аггрегата актинолитового амфибола, среди которого сохранились редкие зерна изъеденного оливина, иногда переходящего в серпентин. Добавочная и, вероятно, большею частью вторичная руда—магнетит в значительном количестве.

На т. Кеулик также был встречен изолированный выход измененного перидотита почти у подножья северного склона тундры.

Высота обнажающейся скалы около 5—6 м.

Главная масса породы представляет войлокообразно спутанный аггрегат лучистого актинолита (обр. № 1417) или же зернистый аггрегат того же минерала, к которому примешивается немного хлорита и серпентинообразного минерала. В этой массе выделяется руда, частью принадлежащая пириту, изменяющемуся в лимонит. Породы частью близки по характеру к горшечному камню (1416).

В этой породе сохранились участки (мощностью 5—6 см) серпентинизированного перидотита (обр. № 1418). В породе наблюдаются крупные зерна оливина, переходящие в серпентин и располагающиеся в мелкозернистом аггрегате тремолит-актинолита; кроме того, содержится карбонат и руда (частью вторичные) и хлорит, частью по биотиту.

Сланцеватость пород 110°, падение 45° на ЮЗ, тогда как вышележащие сланцеватые амфиболиты имеют простирание 90° и падения 40° на Ю.

Весь комплекс описанных пород сечется тонкими жилками, состоящими частью из лучистого антофиллита и актинолит-тремолита, располагающихся в аггрегате хлорита, амфибола и карбоната (обр. № 1419) или же сферолитов антофиллита, располагающегося в зернистой массе карбоната (обр. №№ 1420, 1421).

На т. Подвыд измененные перидотиты слагают скалу на северо-западной оконечности, отделяющуюся от гранитов небольшим понижением с простиранием 60° СВ, которое и надо, вероятно, принимать за юго-восточную границу тела перидотита. Контакта с гранитами не видно.

Здесь среди осланцованного и амфиболизированного перидотита или пироксенита (обр. № 1406) сохранились участки с оливином, переходящим в серпентин и хлорит (обр. №№ 1407, 1408). В общем порода схожа с описанной с т. Кеулик. При интенсивной осланцованности порода переходит в актинолито-карбонатную породу с неболь-

шим количеством антофиллита (обр. № 1931) и частью схожую с горшечным камнем.

Пояса осланцованности перидотитов имеют северо-восточное простирание и падение на ЮВ.

В этих породах располагается (!) включенный биотитоплагиоклазовый амфиболит с тем же простиранием (обр. № 1432 описан выше).

Выход перидотитов рассекается, наконец, тонкими жилками асбеста.

Перидотиты вызывают сильную аномалию магнитного склонения (по грубому определению компасом + 80°).

На север от этого обнажения обнаружен другой выход аналогичных серпентинизированных и амфиболизированных перидотитов, также осланцованных и, вероятно, находящихся в связи с первым выходом. П. м. и здесь наблюдается небольшое количество сохранившегося оливина (обр. №№ 1433, 1434).

12. ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ЖИЛКИ И ДРУГИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ

Жилки, содержащие плагиоклаз и, иногда, другие минералы, были встречены на т. Толпьвыд I (обр. № 1497), на т. Лыствыд (обр. № 1517) и на т. Кеулик—особенно многочисленные (обр. №№ 826, 1403, 1412, 1413, 1415).

Это всего в несколько сантиметров толщиной жилки, то секущие породу поперек сланцеватости (Толпьвыд I и Кеулик), то совпадающие с сланцеватостью (Лыствыд и, иногда, Кеулик), или неправильные тельца, быстро выклинивающиеся и не имеющие иногда резких границ с заключающей породой. Наибольшая мощность жилки 5—6 см. Тело жилок не несет признаков значительных деформаций.

Если руководиться составом плагиоклаза, то жилки можно разделить на две группы: 1) содержащие олигоклаз и олигоклаз-андезин, 2) содержащие альбит.

Олигоклазо-андезиновые жилки (обр. №№ 1411, 1412, 1413) встречены на т. Кеулик, иногда грубозернисты. Структура их то паналлотриоморфная, то заметен идиоморфизм плагиоклаза к мезостатически развитому кварцу. Механические деформации заметны, но не сильные.

Плагиоклаз с типичной для олигоклазов тонкой двойниковой пластинчатостью и содержанием 34 и 36% An (ксеноморфный) или 20% в центре и 18 и 15% An на краю (в идиоморфных по отношению к кварцу). В последнем случае кварц развит мезостатически или по трещинам разлома плагиоклаза. Почти всегда плагиоклаз несколько каолинизирован и серицитизирован.

Кварц обычный, с волнистым погасанием и даже мозаичным строением, изредка включен в плагиоклаз. В одном образце присутствует амфибол, вероятно захваченный из окружающей породы.

Альбитовые жилы (обр. №№ 826, 1403а, 1497, 1517) встречены на тундрах Толпьвыд I, Лыствыд и Кеулик.

Порода обладает гипидиоморфной структурой и состоит или из одного альбита (обр. № 1497) или альбита в комбинации с другими минералами (обр. №№ 1403а, 1517, 825).

Альбит часто идиоморфен по отношению к другим минералам (кальцит и антофиллит) имеет 2 V (±) + 80°; $n_m \perp (001)$ n_g 75°, 24°, n_p 71°; 5—6% An (обр. № 826) и в других случаях—0% An (обр. № 1403а), сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам и иногда заключает серицит и цоизит и часто каолинизирован.

В жилках встречен диопсид ($n_g : C = 40°$), переходящий на краю в амфибол и, повидимому, захваченный из окружающей породы (обр. № 1403а).

В других же образцах (826 и 1517) встречены: пренит с 2 V (±) + + 66,5°; $n_p \parallel C$, бесцветный и немного актинолита $n_g : C = 16—17°$ и карбонат.

В одном случае пренит и карбонат развиты мезостатически между идиоморфными кристаллами альбита; здесь же иногда выделяется руда (обр. № 826). В другом случае пренит образует розеткообразные формы, приближающиеся к сферолитам.

Кварцевые жилки встречены в различных местах, располагаясь, главным образом, по сланцеватости.

Кальцитовые выделения встречены были на северном склоне тундры Кеулик (обр. № 899, 1415) в виде желвакообразных выделений, напоминающих миндалины.

Асбестовые жилки встречены в перидотитах на т. Подвыд, мощностью в несколько сантиметров; они быстро выклиниваются.

Пирротиновые вкрапления. Вкрапленность пирротина встречена была в сланцеватых амфиболитах, всего один раз (обр. № 796). Жилковатое или мезостатическое расположение пирротина по сланцеватости породы указывает на эпигенетический характер вкрапленности. Мощность пояса вкрапленности около 1 м.

ГЕНЕЗИС ПОРОД КОМПЛЕКСА СЛАНЦЕВАТЫХ АМФИБОЛИТОВ

13. РЕСТАВРАЦИЯ ПЕРВИЧНОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА КОМПЛЕКСА

Из петрографического описания видно, что только редкие находки пород типа мета-диабазов с сохранившейся (плохо) структурой диабаза (бластоофитовая структура) и амфиболитов, в которых можно угадывать мандельштейны, могут служить непосредственным указанием на магматическую природу материала, из которого образовались наши сланцеватые амфиболиты.

Если присоединить сюда то, что в сланцеватых амфиболитах в целом не обнаружено признаков аддитивного метаморфизма и то,

что их минералогический состав тождествен с таковым упомянутых диабазов и амфиболит-мандельштейнов, а также, наконец, и то, что состав всей свиты подавляюще однообразен, то можно предполагать, что в главной своей массе породы эти возникли из дериватов магматических основных пород.

Среди этих пород были и эффузивные образования—мандельштейны и, вероятно, интрузивные залежи (часть мета-диабазов). Весьма совершенная складчатость в сланцеватых амфиболитах, быть может, служит косвенным указанием на существовавшую слоистость в первоначальных породах, т. е., например, при наличии эффузивных пород, одновременное присутствие туфогенного и, может быть, даже и туффитового материала и, наконец, в них же интрузий пластового характера. При таком петрографическом различии исходного материала его вещественный состав подвергается не столь большим колебаниям, что и могло обусловить наблюдавшееся петрографическое однообразие всей свиты. Лишь редкие пласты биотитовых гнейсов, в которых не распознаются мигматиты, образовавшиеся за счет амфиболитов, могли бы считаться происшедшими за счет седиментогенного материала (?).

14. ГЕНЕЗИС ПОРОД КОМПЛЕКСА

Резко выраженная сланцеватая текстура, иногда даже нематобластическая, и отсутствие катаклаза даже в тонкосплоенных амфиболитах—все это указывает, что складкообразование шло рука об руку с перекристаллизацией, т. е. что мы имеем здесь дело с метаморфизмом регионального характера.

Наиболее часто встречающаяся в амфиболитах ассоциация минералов—амфибол обыкновенный и актинолитового характера и среднего состава плагиоклаз (андезин)—типична для амфиболитовой фации пород Эсколя (P. Escola, III, *124*), или для мезо-зоны Грубенманна-Ниггли (Grubenmann-Niggli, III, *153*).

Присутствующий в некоторых сланцеватых амфиболитах диопсид не может рассматриваться за реликтовый первичный минерал основной породы. Это одинаково типичный минерал по Эсколя для амфиболитовой фации пород, а по Грубенманн-Ниггли—характеризующий скорее условия ката-зоны и, несомненно, образовавшийся при перекристаллизации первичной породы. Интересно здесь отметить, что амфиболиты, содержащие пироксен, встречены были на т. Толпьвыд II, Лыствыд и Пак и изредка на Вымьтундре, т. е. в наиболее глубоких разрезах свиты, прорываемых непосредственно гранитными интрузиями (за исключением т. Вымь).

Редкое появление альмандина также не выходит из пределов типичных минералов амфиболитовой фации Эсколя, хотя одновременное появление в некоторых из таких амфиболитов биотита, и иногда в больших количествах, указывает уже на воздействие нового фактора—

эманаций, содержащих щелочной алюмо-силикат и связанных с гранитной интрузией.

Образование граната, вероятно, шло обычным путем (см. гл. II и IV).

К этому же типу минеральных ассоциаций относятся габбро-амфиболиты с т. Попова. Появление здесь граната не связано с привносом щелочей (биотита нет), но в породах обнаруживается редкий пироксен, иногда нацело замещенный вторичным амфиболом. Такие переходы диопсида наблюдались и в сланцеватых амфиболитах и возникали в данном случае, вероятно, под влиянием воздействия интрузий гранитов, как это имеет место в мигматитах т. Толпьвыд II и Подвыд (см. описание).

Для габбро-амфиболитов с т. Попова интересна их ассоциация с паргаситовыми амфиболитами. Если определение первоначальной природы габбро-амфиболитов в данном случае не ошибочно, то и здесь мы имеем новый случай появления паргасита в метаморфизованных основных породах, отмеченный ранее уже С. Ф. Машковцевым (III, *36*, стр. 43). Весьма возможно, что генезис такого паргасита связан с пневматолизом гранитной магмы.

Появление биотита в амфиболитах и образование различных типов мигматитов связано с инъекцией гранитной магмы и происходит обычным, ранее уже описанным путем.

Сюда же надо, вероятно, отнести появление олигоклаз-андезиновых жилок, пересекающих сланцеватые амфиболиты (?). Но в таком случае мы имеем уже дело с магматическим гранитным остатком, потерявшим калиевый полевой шпат при прохождении по тонким трещинам через толщу сланцеватых амфиболитов.

Мигматиты иногда имеют того же состава плагиоклаз и не содержат амфибола и микроклина.

Совершенно очевидно, что альбитопренитовые жилки представляют уже более низкой температуры жильную формацию, гидротермального характера. Однако, связаны ли они с гранитовыми интрузиями или с позднейшими магматическими процессами (интрузии перидотитов?), сказать трудно. Отсутствие в них кварца заставляет сомневаться в их связи с гранитами.

Наблюдавшаяся нередко эпидотизация плагиоклаза амфиболитов является, повидимому, более молодым процессом, характера начинающегося диафтореза. Но процесс этот еще мало изменил породы комплекса, и возраст его остался неизвестным (посткарельские движения?).

Интрузии перидотитов следует относить к другому вулканическому циклу. На это указывает не только их расположение по дислокациями более молодого возраста, но и характер последующих изменений. Образование актинолита (антофиллита) и серпентина указывает на менее глубинный характер изменений, принадлежащих частью к гидротермальной фазе автометаморфизма, сопровождаемой явле-

ниями динамометаморфизма (сланцеватая текстура). Сюда же следует относить образование антофиллито-карбонатных и асбестовых жилок по трещинам перидотитов. Возможно, наконец, что с этими процессами связана отмеченная импрегнация амфиболитов пирротином, хотя присутствие биотита в этих породах указывает на действие щелочных растворов.

Возраст всех этих образований, может быть, следует считать принадлежащим к более молодой карельской эпохе, о чем будет сказано при описании комплекса Кучин.

При таком толковании пегматитовый гранит, изменяющий перидотит на т. Толпьвыд I, должен быть отнесен к интрузиям посткарельского возраста (см. далее).

Изменение перидотита под влиянием гранитных пегматитов описано будет мною особо. Отметим лишь здесь, как уже из изложенного видно, что изменения эти подчиняются известному правилу серий реакции Боуэна (N. Bowen, III, *81*, *80*, *82*).

Глава VIII

ГРАНУЛИТО-ПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ НОТО-ОЗЕРСКОГО РАЙОНА[1]

Гранулито-подобные породы встречены были мною при работах в южной части Ното-озера (в 1927 г.).

1. ГЕОЛОГИЯ

На юг от третьей (южной) полосы гранатовых гнейсов на побережьи Ното-озера развиты гнейсо-граниты, а несколько южнее последних на восточном берегу озера встречены были выходы габбро-амфиболитов, тогда как на западном берегу развиты гранулито-подобные породы.

Как отмечалось уже ранее, амфиболиты и габбро-амфиболиты с восточного берега, вероятно, следует считать аналогами коплекса пород Ното-озерского массива габбро-амфиболитов, тем более, что они являются схожими с таковыми же породами с Вульвараки на р. Лоте.

Гранулито-подобные породы наблюдались на очень небольшом участке (плохо обнаженном), который, вероятно, представляет лишь небольшую часть огромного массива гранулитов, протягивающегося в этот район из соседней части Финляндии (J. Sederholm, III, *245*).

Можно лишь отметить, что, судя по встреченным обнажениям, полосатость гранулито-подобных пород в общих чертах согласна с южной границей полосы гранатовых гнейсов.

Гранулито-подобные породы, кроме того, инъецируются пластовыми жилами гранита, может быть генетически с ними связанными (?). В Финляндии еще нет строго установившегося взгляда на геологический возраст этих образований. Седерхольм считает их преботнийскими (т. е. постсвионийскими) в своем сводном описании прекембрия Финляндии (Sederholm, III, *245*), тогда как в несколько позже вышедшей реферативной сводке проф. Риманна гранулиты относятся уже к постботнийскому возрасту (по Седерхольму), а Эсколя приписывает им предположительно еще более молодой—посткарельский возраст (E. Rimann, II, *233*, стр. 28: „möglicherweise zur Gruppe 3 des Sederholm'schen Bezeichnungsweise"). (См. также III. *319*).

[1] См. также главу XV § 4.

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

На территории развития гранулито-подобных пород мною наблюдались полосчатые породы, в состав которых входили:

I. Пироксеновые гнейсы.

II. Амфиболовые гранулиты (мигматиты?).

III. Граниты.

I. Пироксеновый гнейс (обр. №1807) встречен на Ното-озере на Турдипядзьньярк в виде нешироких полос, ассоциирующих с амфиболо-микроклиновыми, гранулито-подобными пластами. Здесь же гнейсы инъецированы по слоистости микроклиновыми гранитами. Гнейс обладает сланцеватой текстурой и кристаллобластической структурой и содержит: бледнозеленый моноклинный пироксен ($n_g : C = 40°$), иногда поросший амфиболом с хорошо выраженной отдельностью по (001), биотит с красновато-бурым цветом по n_g и иногда с кварцевым симплектитом, амфибол—с очень сильным лучепоглощением по n_g темно-синезеленый $= n_m$ темно зеленый $> n_p$ светло зеленый, $n_g : C = 10°$. Количество амфибола очень небольшое.

Плагиоклаз содержит 30% An.

Добавочные—руда, апатит и циркон.

II. Амфиболовые гранулиты (обр. №№ 1806, 1807а, 1807в) развиты в районе Вага губы и Турдипядзьньярка на Ното-озере. Они обладают слоистой текстурой благодаря распределению темных минералов полосами (см. фотогр. штуфа, табл. X, фиг. 1). Структура приближается к гранобластической или гранулитовой. Состав: плагиоклаз 25% An, микроклин иногда в большом количестве, кварц с волнистым погасанием и иногда включенный в полевые шпаты.

Амфибол $n_g : C = 10°$; лучепоглощение до полной непрозрачности; полихроизм по n_g темносине-зеленый $> n_m$ темнозеленый $> n_p$ светло-зеленый. Заметна дисперсия бисектрисс. Оптические свойства амфибола указывают на его щелочной характер из ряда рибекит-арфведсонита.

Биотита немного, с лучепоглощением также до непрозрачности и полихроизмом в бурых тонах. Часто симплектиты биотита с кварцем. В некоторых образцах встречен гранат-альмандин, с включениями кварца и амфибола.

Добавочные—руда, апатит и ортит.

III. Гранит (обр. № 1808) встречен на м. Турдипядзьяньярк прорывающим по слоистости гранулиты (пластовая жила). Гранит обладает паналлотриоморфной структурой и имеет состав—микроклин, плагиоклаз, иногда зональный с содержанием 14—4% An от центра к краю, кварц со слабо выраженным волнистым погасанием, биотит и амфибол. Биотит обладает темнобурыми цветами полихроизма и образует прекрасные симплектиты с кварцем, в которых запуты-

вается иногда амфибол (!). Амфибола встречено несколько зерен с сильным лучепоглощением (тоже щелочного характера). Добавочные—циркон, апатит и руда.

3. ГЕНЕЗИС ГРАНУЛИТО-ПОДОБНЫХ ПОРОД

Выше приведенных данных, конечно, недостаточно для суждения о генезисе описанных образований. Можно лишь отметить, что эти полосатые породы с колебанием минералогического состава в отдельных слоях от пироксенового гнейса и до лейкократовых гранулито-подобных пород, содержащих амфибол и микроклин и прорываемых еще по слоистости жилами микроклинового гранита, минералогически, при наблюдениях в поле, производили впечатление обычных алломи-гматитов.

Однако микроскопический анализ обнаруживает отсутствие типичных структурных черт и минеральных трансформаций, обычно сопровождающих явление инъекции и анатексиса и смешения пород.

Это позволяет подозревать в наших гранулито-подобных породах образования с первичной полосатой текстурой.

Не имея достаточного материала для разрешения этой проблемы, следует еще обратить здесь внимание на одну особенность минералогического состава этих образований, проливающую несколько свет на условия их генезиса.

Это—ассоциация щелочного амфибола с микроклином при небольшом содержании биотита, иногда образующего кварцевые симплектиты. Такое сочетание минералов указывает или на сравнительно высокотемпературные условия кристаллизации пород, или же на относительную безводность магмы.

Такого рода условия одинаково могли быть присущи для генезиса их как алломи-гматитов, так и как первично-полосатых пород.

Совершенно очевидно также, что образования эти при любом генезисе из предполагаемых являются отличными от вышеописанного комплекса габбро-амфиболитов.

Эскола в краткой заметке о гранулитовой фации пород останавливается на характеристике и генезисе гранулитов финской Лапландии, указывая, что амфиболовые и биотитовые гранулиты, как образования несвойственные сухой магме, должны быть исключены из гранулитовой фации пород (P. Eskola, III, *122*, стр. 84).

ГЛАВА X

МИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ [1]

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

1. РАЗДЕЛЕНИЕ И ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

На исследованной мною территории микроклиновые граниты пользуются довольно обширным распространением и обладают некоторым разнообразием своего характера.

Петрографически можно различать следующие типы гранитов:

1) Порфировидные граниты разнообразного характера.

2) Массивные граниты (без порфировидного сложения).

3) Гнейсо-граниты и мигматиты, иногда с порфировидным сложением.

Граниты образуют самостоятельные геологические тела, достигающие значительных размеров и выделенные мною на прилагаемой геологической карте, и, помимо того, огромное количество мелких сателлитовых тел и мигматитовых полей, расположенных среди пород более древних формаций и схематически выделенных мною на карте только в редких случаях.

В дальнейшем описании мною выделены:

I. Массив ара-гранитов } порфировидные граниты главным образом
II. „ поррьяс-гранитов }

III. „ рр. Лебяжьей и Зап. Лицы—порфировидные граниты и частью гнейсо-граниты.

IV. Мелкие гранитные интрузии—главным образом гнейсо-граниты и мигматитовые поля.

V. Пегматитовые граниты, аплиты и кварцевые жилы среди полей более древних пород.

I. МАССИВ АРА-ГРАНИТОВ

2. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

В окрестностях и на побережьи фиорда Ара впервые в 1925 г. мною обнаружены были красные микроклиновые порфировидные граниты, названные мною тогда же „ара-рапакиви гранитами“ (типа питерлита) (II, *55*).

---

[1] См. также главу XV, §§ 5 и 6.

В 1926 г. удалось сделать ряд дополнительных маршрутов в этом районе, которыми приближенно было оконтурено это интрузивное тело.

Однако название „рапакиви", данное мною по полевым наблюдениям в 1925 г., в настоящее время после микроскопических исследований я не удерживаю, сохраняя лишь для удобства приставку географического наименования района их распространения, т. е. называя—„ара-граниты".

ГЕОЛОГИЯ

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Ара-гранитами мною называются грубозернистые микроклиновые, порфировидные граниты мясо-красного цвета.

Развитие этих гранитов в виде самостоятельного массива заставляет их обособлять от других микроклиновых гранитов, схожих по минералогическому составу и структуре, но отличающихся по цвету.

Ара-граниты с порфировидной структурой развиты только в районе Ара-фиорда—оз. Кеттели, но сопровождаются здесь же и типами среднезернистых аплитовидных и гнейсовидных гранитов, обладающих также красным цветом (несколько светлее). Появление подобных пород в ассоциации с ара-гранитами позволяет предполагать, что, может быть, красные граниты с иной структурой, встреченные в других районах, частью являются одновозрастными с ара-гранитами (и описывать их вместе). Массив порфировидных ара-гранитов оконтурен немногими маршрутами весьма приближенно. Отметить следует, что работе в этом районе мешала не только плохая обнаженность, но и изобилие больших озер и рек, не всюду переходимых. Приблизительный размер площади занимаемой массивом—около 80 км².

Граниты расположены среди олигоклазовых гнейсо-гранитов и слюдяных гнейсов и на юге граничат с розовыми порфировидными микроклиновыми поррьяс-гранитами.

По отношению к сланцеватости окружающих пород контуры гранитного тела частью согласные и частью несогласные. Но и там, где контуры гранитов в общем согласны с этой сланцеватостью, отдельные апофизы — жилы гранита или их штокообразные массы имеют с ними резко несогласные интрузивные контакты (например, на западном берегу ф. Ура, на т. Курбышуайвиш и на берегу оз. Большого Урица).

Какова граница ара-гранитов к расположенным южнее поррьяс-гранитам—осталось невыясненным. Частью на границе обоих гранитов расположены биотитовые мигматиты, инъецированные розовыми гранитами, а частью граница их распространения совпадает с плохо обнаженной депрессией р. Урицы.

На окраине массива кое-где наблюдались развитыми светло-красные, среднезернистые и частью гнейсовидные граниты и поля мигматитов, которые на прилагаемой карте, конечно, не выделены (например, побережье ф. Ара, тундры Урица I и Урица II и т. д.). Простирание сланцеватости этих пород то приблизительно совпадает со сланцеватостью оконтуривающих масс (ф. Ара), то как-будто с ними несогласно (т. Урица I). Порфировидные граниты имеют массивное сложение и в наблюдавшихся обнажениях не обнаруживают флюидальности (флюидальность наблюдалась изредка в порфировидных мигматитах). Этих наблюдений, конечно, недостаточно для полного выяснения внутреннего строения интрузивного тела. Можно лишь предполагать, что в данном случае мы имеем дело, скорее всего, с интрузией, располагающейся по разрыву северо-восточного простирания. Разрыв этот располагается частью по направлению сланцеватости олигоклазовых гранитов, частью же рассекая как их сланцеватость, так и сланцеватость слюдяных гнейсов. Внедренная по такому разрыву масса магмы, при ее довольно значительных размерах, вероятно, несколько еще модулировала эти взаимоотношения, но общая картина частичной дискордантности интрузии все же сохранилась.

В системе интрузивных тел Клооса (H. Cloos, III, *107*) наше интрузивное тело ближе всего подходит к вертикальным плутонам (Verticalplutone), схожим с дайками (Gänge) и относится к телам второй или третьей величины.

Тектонически это скорее всего трещинный плутон (spalten Plutone) и синтектоничный с образованием разрыва (Bruchbildung).

Фация пород, развитая в этом теле, относится в незначительной части к гнейсовой (Gneissplutone) и большей частью к гранитовой (Granitplutone), но, повидимому, с слабо выраженными (?) следами истечения (Fliesbau).

Вследствие этого внутренняя тектоника этого тела не вполне ясна, но все же, повидимому, отчасти не являясь самостоятельной, она приближается местами к согласной (konkordanz) или, вернее, аккордантной (akkordanz), а частью к несогласной (diskordanz) с тектоникой окружающих масс. Таким образом, внутренняя тектоника гранитов является несомненно частью конформной к линии контакта или частью гармоничной, а частью дисгармоничной с внешней тектоникой.

Будущему исследователю тектоника этого массива, как и массива коррьяс-гранитов, даст, несомненно, очень интересный материал для суждений, как это видно из описанной в первом приближении картины внутрнего его строения.

Ара-граниты, кроме того, встречены в виде небольших штокообразных масс и тонких даек северо-восточного (!) простирания у восточной и северной окраины массива (побережье оз. Урица, западный берег фиорда Ура и Урица и западный берег ф. Ара).

4. О ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КРАСНЫХ ГРАНИТОВ

Помимо того „красные" микроклиновые граниты частью с гнейсовой текстурой, а частью с массивным сложением и в виде пегматитовых жил встречались во многих других местах исследованной мною площади. Интересно отметить, что главная масса этих месторождений относится к полю развития олигоклазовых гранитов и сравнительно немногие из них к полю развития слюдяных и гранатовых гнейсов и, наконец, гиперстеновых диоритов.

Отметим некоторые из этих месторождений.

1) В районе устья ф. Китового и южного берега губы Кутовой—пегматиты и гнейсо-граниты, инъецирующие олигоклазовые граниты.

2) У деревни Титовка—пегматиты, послойные интрузии в слюдяных гнейсах.

3) У устья фиордов Зап. Лица и Вичаны—гнейсо-граниты, инъецирующие олигоклазовые граниты.

4) Карелинский наволок и восточный берег Кольского ф. от губы Волоковой и до губы Средней—частью гнейсо-граниты, а частью массивного сложения граниты (инъецируют олигоклазовые граниты).

5. Окрестности станции Колы в районе р. Фадеева—среднезернистые граниты среди гранатовых гнейсов.

6) Побережье Кольского фиорда—довольно часто встречающиеся пегматитовые жилы.

7) Близ устья р. Туломы и по р. Коле—массивные и частью пегматитовые граниты, прорывающие гранатовые гнейсы и гиперстеновые диориты.

Можно ли считать эти месторождения одновозрастными ара-гранитам, строго говоря, неизвестно. Может быть некоторым указанием на связь таких месторождений с ара-гранитами (?) служат сопровождающие их микроклиновые пегматитовые граниты с выделениями крупных зерен (кристаллов) магнетита, что встречено было для ара-пегматитов и наблюдалось в пегматитах, сопровождающих гнейсо-граниты на о-ве Китовом и у устья ф. Вичаны.

5. ВОЗРАСТ АРА-ГРАНИТОВ

Относительный возраст ара-гранитов по наблюдениям определяется следующим образом. Граниты эти моложе гранатовых гнейсов (пегматиты и массивные граниты), слюдяных гнейсов (ара-граниты), олигоклазовых гранитов (ара-граниты) и гиперстеновых диоритов (красные пегматиты и массивные граниты). Но их возрастное отношение к комплексу сланцевых амфиболитов и к комплексу Кучин-Печенга неизвестно.

Лишь Хаусен указывает, что красные граниты моложе свиты Сюдварангера и, следовательно, и сланцевых амфиболитов, если

верно высказано предположение об их одновозрастности со свитой Сюдварангера (?) (см. главу о комплексе сланцеватых амфиболитов и H. Hausen, III, *164*, стр. 25). Точно также Хаусен указывает, что красноватые (rötlichen) граниты входят в состав Töllevi—Naeverskrugvand конгломератов, подстилающих печенгскую свиту (H. Hausen, III, *164*, стр. 32).

В коллекции С. А. Конради из этих мест мною обнаружены аналогичные конгломераты или, вернее, грубозернистые аркозы с зернами мясо-красного полевого шпата. Эти данные указывают на более древний возраст каких-то красных гранитов в сравнении со свитой Печенга—Кучин (?).

Интересно также отметить, что в поле развития ара-гранитов не было встречено ни одной их пересекающей дайки габбро-диабаза. Помимо того, в северном конце массива на восточном берегу ф. Ара наблюдались амфиболизированные габбро-диабазы (амфиболит-диабазы, обн. 504, № 1197а), сильно инъецированные ара-гранитами. С другой стороны, микроклиновые гнейсо-граниты у губы Кутовой, на о-ве Китовом и во многих других местах прорываются дайками габбро-диабазов.

Очевидно эти факты указывают на существование более древнего поколения габбро-диабазов или на разный возраст упомянутых красных гранитов.

Наконец, возрастное отношение ара-гранитов к белым и розовым и темнорозовым микроклиновым гранитам также не совсем ясно.

В районе колонии Титовки (Китовки) на возвышенностях правого берега р. Китовой в слюдяных гнейсах обнаружены одновременно пластовые жилы белого, розового и красного пегматита, но нигде не удалось наблюдать их взаимных контактов и пересечений (обн. 668). Этот факт указывает только на возможную самостоятельность всех трех типов гранита, но насколько велико их различие по возрасту—остается неизвестным.

На северо-восточном берегу оз. Кетеллияур среди штокообразного тела ара-гранитов набюдался выход белого порфировидного микроклинового гранита, но осталось неизвестным, не являются ли эти граниты включенным отторженцем (наблюдения Н. Г. Сергиева) (обн. 554).

В другом месте, на восток от города Колы (обн. 1620), наблюдалось, что жила красного пегматита пересекает белый пегматит, что указывает на более молодой возраст первого.

Отношение красных гранитов к розовым также осталось неизвестным. Хаусен тоже отмечает два типа гранита—белый и красный, но возрастные их отношения остались и ему неизвестными (H. Hausen, III, *164*, стр. 25. Смотри также в конце этой главы общие заключения о возрасте гранитов).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

6. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Среди пород, наблюдавшихся в массиве ара-гранитов, можно различать следующие типы:

1) Порфировидные ара-граниты.
2) Массивные или гнейсовидные среднезернистые граниты.
3) Аплитовые и пегматитовые граниты.
4) Мигматиты.

В других районах, выше перечисленных, наблюдались:

1) Массивные средне- и крупнозернистые красные граниты.
2) Гнейсо-граниты красные.
3) Пегматиты красные.

7. ПОРФИРОВИДНЫЕ АРА-ГРАНИТЫ

(обр. №№ 1242, 1197, 1178, 1179, 1189, 1541, 1542, 1546)

Это грубозернистаяпорода мясо-красного цвета с порфировидными выделениями микроклина размера до 2.5 × 1.5 см (и крупнее—3 × 2 см). Вкрапленники часто сдвойникованы по манебахскому закону. В основной массе часто наблюдается обильное количество биотита, или, наоборот, порода является лейкократовой (см. фото, таб. VII, фиг. 3).

П. м. наблюдается порфировая и гипидиоморфно-зернистая структура и минералогический состав: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит; добавочные минералы — сфен, руда, апатит, ортит и постериорные— каолин и мусковит. Микроклин образует порфировые вкрапленники, сдвойникованные по манебахскому закону [$\perp$ (001), n_g 80°, n_m 10°, n_p; $2V(\ddagger) = 80°$]. Он всегда обладает типичной для микроклинов решеткой и прорастает широкими лентами пертита. Пертитовые вростки заметно зональны с 15% An в средней части и 12% An на краю ленты. Изредка в микроклине наблюдались правильно расположенные листочки желтого гематита (обр. № 1179). Микролин включает неправильной формы зерна кварца (редко), идиоморфные (не всегда) кристаллики плагиоклаза и (изредка) апатит, сфен и руду.

Плагиоклаз, включеннный в микроклин, всегда зонален с 15% An в ядре и 0% An в узкой окружающей каемке.

Микроклин идиоморфен по отношению к кварцу, но не всегда и ксеноморфен по отношению к свободным зернам плагиоклаза (!). Слегка каолинизирован и изредка изменяется в мусковит.

Плагиоклаз—в крупных зернах с узкими полисинтетическими двойниками по альбитовому и, редко, карлсбадскому законам; зонален, содержа 20—17% An в ядре и до 0% An на краю. Альбитовая каемка очень узенькая и развивается вокруг всего зерна плагиоклаза только тогда, когда все оно заключено в микроклин. В контакте плагиоклаза

с кварцем или с другим зерном плагиоклаза—альбитовой зоны не наблюдалось. Аналогичное обрастание альбитом плагиоклаза отметил уже В. Н. Лодочников для воронежских гранитов, приписывая этим оболочкам девтерогенное происхождение (III, *33*, стр. 92; то же см. Mäkinen, III, *209*, стр. 9, 1912 г. и у Eskola, III, *127*, стр. 18).

Включения плагиоклаза почти всегда идиоморфны к микроклину. Свободный же плагиоклаз образует, изредка, грани по отношению к микроклину и кварцу. Иногда плагиоклаз обладает мирмекитовыми врастками кварца, содержа в таких случая 20% An. Часто мирмекит приурочен к контакту с микроклином. Более основное ядро плагиоклаза всегда несколько пелитизировано (и больше чем микроклин), альбитовая оболочка всегда свежая.

Кварц ксеноморфен и обычно занимает промежутки между зернами полевого шпата и частью включен в них. Кварц почти не обнаруживает признаков механического воздействия.

Биотит—количество иногда незначительное, расположен группами между зернами полевого шпата, псевдоодноосен, цвет по n_g темно-бурый $> n_p$ желтый. Биотит включает апатит, сфен, циркон (?) и ортит, окруженные полихроичными ореолами, часто изменяется в зеленый хлорит и иногда ассоциирует с мусковитом.

Сфен обычно приурочен к группе темных минералов—к биотиту и сопровождается ильменитом (?), магнетитом и иногда ортитом. Сфен сильно полихроичен в оранжевых цветах.

Руда-магнетит ксеноморфна или в октаэдрах и приурочена, в большинстве, к темным минералам.

Апатит—идиоморфные призмочки, рассеянные в породе.

8. СРЕДНЕЗЕРНИСТЫЕ ГРАНИТЫ
(обр. №№ 1187, 1188, 1198, 1199)

Встречены были в северной части ф. Ара на восточном берегу и на побережьи р. Урица. Эти граниты обладают бледнокрасным цветом и обычно гипидиоморфно-зернистой структурой.

По минералогическому составу частью они совершенно тождественны порфировидным ара-гранитам. Даже микроклин в них иногда образует те же манебахские двойники. Но большей частью они содержат: значительно меньше кварца (переход в гранито-сиениты), больше биотита, иногда обладающего по n_g — бутылочно-зеленым цветом, и иногда изобильный оранжевого цвета сфен, апатит, ортит и руду. В одном образце встречен амфибол сине-зеленый (№ 1198). Некоторые же из таких пород почти не содержат темного минерала—(аляскиты, обр. № 1199). Интересно отметить также развитие оболочки микроклина вокруг плагиоклаза (встречается редко).

Образец, содержащий немного амфибола (№ 1198), представляет смешанную породу. Именно здесь биотит обладает зеленым цветом

и ассоциирует с эпидотом и, иногда, с амфиболом. Помимо того, порода содержит значительно меньше микроклина (плагиоклаз преобладает). Гнейсовидные разности (обр. № 1248) обладают паналлотриоморфной структурой и обнаруживают катаклаз.

9. АПЛИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Аплиты (обр. №№ 1241, 1180, 1542, 1191, 1192).

Аплитовые граниты, средне- и мелкозернистые и обычно бледно-красного цвета, изредка встречались в виде жил (обр. №№ 1180 1191, 1192) или ближе неопределимых формах залегания.

Состав: микроклин, олигоклаз и кварц.

Аплиты частью совершенно не содержат темного минерала и, изредка, имеют идиоморфный олигоклаз и микроклин по отношению к кварцу (обр. №№ 1241, 1180, 1191). Микроклин иногда включает изобильный пойкилитический кварц (обр. № 1542), или же неправильные вростки с одновременным погасанием, напоминающие микропегматиты (?) (обр. № 1180). Олигоклаз также обрастает альбитовой каймой.

Пегматиты (обр. №№ 1190, 1193, 1202)

Пегматиты в пределах массива ара-гранитов наблюдались редко и в виде тонких жил, секущих то порфировидные, то средне-зернистые разности гранита.

Состав — микроклин, плагиоклаз (16% An), кварц и немного биотита и сфена. Иногда плагиоклаз альбитизирован (обр. № 1202). Интересно отметить, что в некоторых пегматитах встречены крупные выделения магнетита (обр. № 1196, 1193). За пределами массива ара-гранитов красные пегматиты встречались спорадически среди поля олигоклазовых гранитов, например: на восточном берегу Кольского фиорда севернее губы Средней, у устья ф. Ара (левый берег), ф. Вичаны (правый берег) и ф. Китового. Всюду наблюдались только небольшой мощности жилы. Интересно отметить, что и здесь в пегматитах иногда встречались выделения магнетита (ф. Вичаны, о-в Китовый) и, изредка, мусковита и биотита в некрупных кристаллах [южный конец о-ва Китового (Титовского)].

Красные пегматиты в виде пластовых жил очень часто встречались среди слюдяных гнейсов в районе колонии Титовки (Китовки) на правом берегу реки. В этих пегматитах наблюдался также мусковит в некрупных кристаллах и черный турмалин.

Наконец, красные пегматиты изредка наблюдались в гранатовых гнейсах и в гиперстеновых диорито-гнейсах на побережьи р. Туломы между Мурмашем и г. Колой, а также по ж.-д. линии между станциями Шонгуй и Кола. Пегматит с р. Колы (обр. № 611) образует неправильные жилы, прорезывающие по сланцеватости (частью) гиперстеновые гнейсо-диориты, и содержит микроклин-микропертит.

10. МИГМАТИТЫ

В поле ара-гранитов, на восточном берегу Ара фиорда, были встречены очень интересные обнажения частью ороговикованных, а частью инъецированных и имбибированных гранитами пород с образованием серии очень разнообразных пород типа мигматитов. Группа этих образований послужит материалом для специальной работы, здесь же вкратце отметим, что инъецируемым материалом являются основные породы типа амфиболитов и, может быть, частью диабазы (обр. № 1197). В результате инъекции образуются эруптивные брекчии—агматиты небулитового типа и оригинальные ороговикованные породы (по структуре), содержащие крупные — порфировидные—выделения полевого шпата.

Такие мигматиты постепенно переходят в породы характера нормально магматических, по составу приближающиеся к гранито-сиенитам.

Такого же типа роговиковые породы и мигматиты встречены и в южной части массива (обр. № 1543).

У северной окраины массива на побережьи ф. Ара встречены инъецированные микроклиновыми гранитами олигоклазовые диориты (обр. № 1200), с образованием мигматитов, уже ранее охарактеризованного типа при описании комплекса олигоклазовых гранитов.

На т. Урица I встречены развитыми красные олигоклазовые мигматиты (обр. № 1545), содержащие биотит и условно (?) причисленные к мигматитам ара-гранитов (образовались, вероятно, за счет амфиболсодержащих пород).

11. КРАСНЫЕ МИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ ИЗ ДРУГИХ РАЙОНОВ

Выше были перечислены другие главнейшие районы распространения красных микроклиновых гранитов. Кроме того, при сводном описании распространения комплекса олигоклазовых гранитов (см. главу VI), мною отмечены были все места развития этих гранитов среди поля олигоклазовых гранитов.

Большая часть гранитов, развитых в этих местах, обладает гнейсовидным или, реже, массивным сложением и среднезернистостью, или даже крупнозернистостью. Наконец, встречены были здесь пегматиты и аплиты.

Гнейсовидные разности в ряде случаев принадлежат мигматитам, образовавшимся при инъекции гранитной магмы в олигоклазовые грано-диориты или диориты.

О таковом их происхождении говорят как геологические соотношения, так иногда, и некоторые особенности структуры и минералогического состава. Сюда надо отнести встречающиеся иногда облекание биотитом светлых минералов, ассоциацию биотита с эпидотом,

развитие кварцево-биотитового симплектита и, наконец, изредка встречающиеся остатки амфибола (обр. № 1133 с побережья Мотовского залива).

В остальном их минералогический состав аналогичен описанным гранитам: микроклин, иногда микропертитовый, олигоклаз (20% Ап) и кварц. Таким образом, текстура таких пород является отчасти палимпсестовой текстурой по терминологии Седерхольма.

Однако, вероятно, часть пород с гнейсовидной текстурой не должна относиться к мигматитам, и их гнейсовидное сложение генетически может быть связано с явлениями истечения и кристаллизации при диференциальном давлении.

По минералогическому составу эти граниты бедны темными минералами и приближаются к аляскитовым гранитам (обр.№ 57, губа Средняя). Структура паналлотриоморфная. Плагиоклаз с содержанием 9 и 20% Ап.

Иногда породы аналогичного состава обладают и массивными сложениями (обр. № IX близ ф. Тюва).

Массивного сложения крупнозернистые микроклиновые граниты встречены были в восточной части Карелинского наволока, на восточном берегу Кольского фиорда, севернее ф. Тюва и по ж.-д. линии между станциями Кола и Шонгуй.

В гранитах этих можно отметить гипидиморфно-зернистую структуру и относительный идиоморфизм микроклина и плагиоклаза к кварцу. Часто наблюдается сильный катаклаз и сопутствующая ему альбитизация плагиоклаза.

Таблица 54

	Мол. кол.	
№ 612		
SiO_2 — 71.06	1.1819	Формула по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу
TiO_2 — 0.19	0.0024	$0.93\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.23\ SiO_2$
Al_2O_3 — 15.27	0.1497	$R_2O : RO = 2.0 : 1$
Fe_2O_3 — 2.28	0.0143	$\alpha = 26.2 \quad \beta = 3.74$
FeO — 0.58	0.0081	гранит
MnO —	—	
CaO 1.63	0.0291	Формула по Ниггли:
MgO 0.61	0.0151	si = 338; al = 43; fm = 18.5; c = 8.2
K_2O 4.89	0.0521	alk = 30; к = 0.49; mg = 0.23; c/fm = 0.44
Na_2O 3.29	0.0532	сечение IV
$H_2O > 110°$ 0.60	—	близка к рапакиви (сиенитам)
$H_2O < 110°$ 0.10	—	
100.50		

Таблица 55

	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MgO	FeO	K_2O	H_2O	Fe_2O_3	TiO_2	Σ	
Альбит												
$NaAlSi_3O_8$	3.29	5.42	19.20	—	—	—	—	—	—	—	27.92	36.03
Анортит												
$CaAl_2Si_2O_8$	—	2.97	3.50	1.63	—	—	—	—	—	—	8.11	
Биотит												
$(MgFe)_2(HK)_2Al_2Si_3O_{12}$	—	1.55	2.73	—	0.61	1.08	0.71	0.13	—	—	6.83	
Ортоклаз												
$KAlSi_3O_8$	—	4.50	24.59	—	—	—	4.15	—	—	—	33.24	35.39
Мусковит												
$H_2KAl_3Si_3O_{12}$	—	0.83	0.98	—	—	—	0.25	0.09	—	—	2.15	
Руда												
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	1.22	—	1.22	
Вода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	
Ругил												
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	0.19	
Кварц												
SiO_2	—	—	20.06	—	—	—	—	—	—	—	20.06	
Σ	3.29	15.26	71.06	1.63	0.61	1.08	5.11	0.22	1.22	0.19	99.82	
Diff.	—	— · 01	—	—	—	+ · 47	+ · 22	— · 38	—	—	—	

Микроклин часто микропертитовый и имеет 2 V (+) — 82° (обр. № 54), всегда типичную решетку, включает иногда идиоморфный и зональный плагиоклаз и бипирамидальный кварц.

Плагиоклаз с содержанием 20 — 23% An в ядре и 5% An на краю; или в плагиоклазе— включении, соответственно, 15 и 0% An. В альбитизированных разностях (при катаклазе) плагиоклаз содержит 0% An и всегда почти несколько каолинизирован.

Кварц развит мезостатически и обычно с волнистым погасанием.

Биотит в небольшом количестве переходит часто в хлорит. Добавочные—апатит, циркон и магнетит—в небольших количествах.

Постериорный мусковит по микроклину.

Образец № 612 (из обнажения 1543 у пикета 1221 + 1 км Мурманской ж. д.) подобной породы был проанализирован аналитиком М. Васильевой в лаборатории Института геологической карты.

Перечисление валового анализа на минералогический состав дало результаты, приведенные в табл. 55

Плагиоклаз с содержанием 29% An, тогда как оптически определено 23% An и в тонкой кайме — 5% An. Получившаяся при вычислении большая основность плагиоклаза, вероятно, обусловлена отсутствием определения P_2O_5, которая должна была связать часть CaO и еще тем, что часть CaO в действительности содержится в сфене.

Перечисление по системе Джохенсена (Johensen, l. c.) дает такие символы:

Таблица 56

Класс	$\frac{Quafel}{Maf} = \frac{91.48}{8.39}$ . . .	2	
Порядок	29%	— 2	2 · 2 · 13 — Монцонит
Сем.	$\frac{Qu}{Kf. + Pl} = \frac{21}{79}$	13	
	$\frac{Or}{Pl} = \frac{57 . 6}{42 . 4}$		

МАССИВ ПОРРЬЯС-ГРАНИТОВ

12. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Порфировидные микроклиновые граниты розового цвета были обнаружены мною впервые в 1925 г. на т. Поррьяс-пахта на озере того же наименования. Отличающийся их внешний вид заставил меня дать им наименование поррьяс-гранитов (II, 55). В 1926 г. удалось сделать дополнительные маршруты, которые позволили приблизительно оконтурить массив этих гранитов, как самостоятельное тело.

ГЕОЛОГИЯ

13. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Поррьяс-гранитами мною называются здесь грубозернистые микроклиновые порфировидные граниты бледнорозового цвета, обладающие часто флюидальным сложением.

Развитие этих гранитов в виде самостоятельного интрузивного тела и их отличительный облик заставили меня их обособить и дать им наименование поррьяс-гранитов.

Однако следует отметить, что очень близкие им граниты слагают огромный южный гранитный массив, описываемый мною далее.

Массив порфировидных поррьяс-гранитов оконтурен мною очень приближенно немногими маршрутами. Приблизительный размер площади, ими занимаемой, достигает 90 км². Граниты расположены частью среди слюдяных, а частью среди гранатовых гнейсов и на севере граничат с ара-гранитами, как указывалось выше.

Кроме того, не исключена возможность продолжения массива на юг в район депрессии группы озер Чорж (или развития там их мигматитов).

По отношению к сланцеватости окружающих гнейсов контуры гранитного тела частью согласные, а частью резко несогласные (см. карту).

Жилы розового поррьяс-гранита, кроме того, рассекают слюдяные гнейсы (оз. Кеттели). Граница между поррьяс и ара-гранитами осталась неизвестной и проведена на карте пунктиром условно и, вероятно, неправильна, так как в глазомерной съемке этого района вкрались, вероятно, какие-то неточности, искажающие взаимное расположение отдельных тундр.

Петрографический состав массива сложный. Всюду среди порфировидных гранитов заключены пачки биотитовых гнейсов или образующихся за счет их мигматитов.

Только детальная съемка при наличии топографической основы позволит расшифровать внутреннее строение массива и взаимное распределение этих пород. Отметим здесь только то, что, повидимому, обширный пояс мигматитов, кроме того, развит и в сев.-зап. части массива (на СЗ от оз. Чолмяур), а также и то, что мигматиты эти часто обладают здесь серыми и белыми и бледнорозовыми цветами.

Порфировидные граниты в большинстве случаев обнаруживают прекрасно выраженную флюидальность в расположении вкрапленников микроклина. Пространственная ориентировка этой флюидальности часто параллельна слоистости включенных мигматитов и часто располагается параллельно внешним контурам массива (см. карту).

Все эти наблюдения позволяют предполагать, что подобно массиву ара-гранитов и данное интрузивное тело располагается по разрыву северо-восточного простирания. Разрыв этот также частью совпадает, а частью не согласен с направлением сланцеватости включающих гнейсов, и границы его также несколько модулированы действием значительных интрузивных масс.

В системе интрузивных тел Клооса (H. Cloos, III, *107*) это интрузивное тело, вероятно, занимает то же положение, что и массив ара-

гранитов (см. характеристику у ара-гранитов). Отличительной чертой от массива ара-гранитов является постоянно наблюдающаяся флюидальность поррьяс-гранитов, указывающая на длительное перемещение во время кристаллизации и ярко подчеркивающая частичную конформность внутренней прототектоники с внешними контурами массива и частичную дисгармонию с тектоникой включающих гнейсовых свит.

14. ВОЗРАСТ ПОРРЬЯС-ГРАНИТОВ

Относительное возрастное положение поррьяс-гранитов аналогично ара-гранитам, т. е. поррьяс-граниты моложе гранатовых и слюдяных гнейсов (судя по поррьяс-гранитам и розовым пегматитам), а также комплекса габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и сланцеватых амфиболитов (судя по пегматитам, массивным и порфировидным гранитам и гнейсо-гранитам).

Наконец, какие-то розовые пегматиты моложе серпентинитов, относимых мною к карельской формации (см. главу X о комплексе Кучин тундры). Также следует упомянуть, что на территории развития поррьяс-гранитов не отмечено было присутствия секущих дайк формации габбро-диабазов, хотя розовые пегматиты среди поля олигоклазовых гранитов секутся последними.

Выше отмечалось, что розовые поррьяс-граниты переходят в среднезернистые граниты, или образуют мигматиты то бледнорозового, то серого или даже белого цвета. Возможно, что и белые микроклиновые граниты, а также пегматиты являются близкими розовым гранитам, представляя их видоизменения. В таком случае вышеприведенное наблюдение, что красные пегматиты секут белые (район г. Колы), дает указание на возможный еще более молодой возраст первых (по отношению и к розовым). (Смотри также в конце этой главы общие заключения о возрасте гранитов).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

15. РАЗДЕЛЕНИЕ ПОРОД И ОПИСАНИЕ

Среди пород, наблюдавшихся в массиве поррьяс-гранитов можно различать следующие типы:

1) порфировидные — поррьяс-граниты (обр. №№ 1264, 1265, 1267, 1273, 1534),

2) аплиты и пегматиты (обр. №№ 1266, 1270, 1274 и 1275),

3) мигматиты (обр. №№ 1268, 1271, 1272).

Порфировидные поррьяс-граниты, пегматиты и аплиты почти совершенно аналогичны по структуре и минералогическому составу ара-гранитам. В порфировидных разностях вкрапленники микроклина также часто образуют манебахские двойники.

Различие (главнейшее) заключается лишь в бледнорозовой окраске и очень часто встречающейся флюидальной текстуре.

Обычно это также биотитовые граниты, но иногда в них наблюдался (обр. №№ 1264, 1267) и редкий амфибол идиоморфный, часто включенный в плагиоклаз и обладающий по n_g сине-зеленым $> n_m$ серо-зеленым $> n_p$ зеленовато-желтым цветом и сильной дисперсией осей $\rho > v$ (при среднем 2V).

Иногда амфибол ассоциирует с биотитом и эпидотом, переходя в последние. Другой особенностью этих гранитов является присутствие крупных зерен плагиоклаза (22% An) с антипертитовыми неправильными вростками микроклина и изредка встречающееся обрастание плагиоклаза микроклином (обр. № 1265). В остальном можно отослать к описанию ара-гранитов.

Пегматиты и аплиты среди поля поррьяс-гранитов редки и не дают каких-либо резко отделимых от гранитов форм залегания (частью гистерогенные шлиры). В пегматитах, кроме микроклина, плагиоклаза и кварца, других минералов не наблюдалось.

Наконец, мигматиты (и роговиковые породы) по структуре, текстуре и минералогическому составу также сходны с таковыми же в ара-гранитах.

МАССИВ ГРАНИТОВ ЛЕБЯЖЬЕЙ—ЛИЦЫ

16. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Микроклиновые порфировидные граниты в районе бассейна рек Зап. Лицы и Лебяжьей впервые обнаружены были мною в 1923 г. Район их развития на севере от хребта Кеулик—Кингерем—Вымь—Тольпывыд, что на р. Курбышь, тогда мною посещенный, оказался впоследствии относящимся к южной окраине этого огромного массива гранитов (II, *53* и *51*, стр. 942). Тогда же некоторые порфировидные разности этих гранитов сравнивались мною с гранитами Përnio из Финляндии, описанными Эсколя (P. Eskola, III, *127*).

Однако весь массив гранитов был оконтурен только после работ 1925 и 1926 гг., когда удалось, хотя и редкими маршрутами в районе их развития, приближенно наметить общую площадь их распространения (II, *55*, *56*, *59*).

ГЕОЛОГИЯ

17. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Район, в котором располагается этот массив гранитов, имеет исключительно плохую обнаженность. Здесь, как и на территории массива габбро-амфиболитов, некоторые маршруты на протяжении 20—25 км не обнаруживали ни одного обнажения коренных пород (напр., маршрут т. Реутвыд—т. Кучин). Вследствие этого, обозначенную на

карте площадь распространения гранитов надо считать до известной степени условной, оконтуренной по редким фактическим данным редких маршрутов.

Так обозначенная вся площадь массива гранитов равна 850—900 км² и может оказаться даже еще большей, если граниты или их мигматиты развиты также и в депрессии группы озер Пон и Чорж, которые не были посещены мною из-за разлива р. Пониоки (в 1926 г.) и туманов (в 1925 г.), а также в районе на запад от озер Мемекяур и Мауняур в юго-западной части массива, где также на пространстве от р. Зап. Лицы и до р. Паучи не было встречено обнажений, и граниты обозначены на основании лишь наблюдений над валунным составом основной морены.

Граниты всей этой площади можно разделить на два резко различающихся типа: с одной стороны, граниты, обладающие текстурой и структурой гнейсов, и, с другой стороны, граниты порфировидные, массивные и часто с ясно выраженной флюидальностью.

На геологической карте я попытался приближенно выделить распространение обоих этих типов гранита, что удалось сделать для части их взаимных границ довольно точно, а частью—лишь с очень большим приближением.

18. СТРОЕНИЕ ГНЕЙСО-ГРАНИТОВОЙ ЧАСТИ МАССИВА

На карте различные граниты получили следующее распределение. Микроклиновые гнейсо-граниты и частью мигматиты этих гранитов с гранатовыми гнейсами, амфиболитами, или олигоклазовыми гнейсо-диоритами, оказались расположенными, главным образом, на западной и восточной окраинах всего гранитного поля.

На западной окраине полоса этих пород, повидимому, тянется в Финляндию и граничит частью с комплексом гранатовых гнейсов—интрузивный контакт, комплексом т. Кучин-Печенга—вероятно тектонический контакт (см. главы VII и X) и, наконец, с комплексом сланцеватых амфиболитов—частью интрузивный, а частью тектонический контакт.

Микроклиновые гнейсо-граниты этого района обладают то белым или серым цветом, то бледнорозовые, включают нередко пачки амфиболитов, частью, вероятно, принадлежащие к комплексу сланцеватых амфиболитов (т. Ионкедьгвыд и частью, может быть, габбро-амфиболиты неизвестного возраста), часто сильно окварцованы по сланцеватости и, наконец, прорываются пластовыми жилами розового пегматитового гранита.

Наблюдения позволяют предполагать, что простирание сланцеватости гнейсо-гранитов в общем параллельно интрузивной границе массива. На прилагаемой карте красными штрихами показано прости-

рание сланцеватости как по действительным наблюдениям, так, отчасти, и предполагаемое.

Граница этих гнейсо-гранитов по отношению к порфировидным и флюидальным гранитам не могла быть прослежена непосредственно, но наблюдалось как в обнажениях между тундрами Ионкедьгвыд и Иккивыд, так и тундр Толпьвыд и Попова, что по мере приближения к полю порфировидных гранитов в гнейсо-гранитах появляется большое количество пластовых жил розовых пегматитов. Является ли характер контакта порфировых гранитов с гнейсо-гранитами секущим сланцеватость последних или ей согласным, по имеющимся материалам,—решить трудно, ибо пространственное расположение флюидальности и сланцеватости обоих типов пород очень близко друг другу. Исключительно редкие обнажения на пространстве между тундрами Попова и Лыствыд дают возможность лишь предположительно намечать распространение гнейсо-гранитов и в этом районе, прибегая к очень широкой интерполяции.

Гнейсо-граниты, развитые в восточной части массива, образуют здесь широкую полосу почти широтного простирания и граничат на севере с гранатовыми гнейсами, их инъецируя, т. е. имеют здесь интрузивный контакт. Простирание сланцеватости тех и других пород здесь в общем согласное.

На юге гнейсо-граниты граничат с комплексом сланцеватых амфиболитов и частью также с гранатовыми гнейсами.

Как выяснялось выше, граница их к первым, вероятно, на большем протяжении тектоническая. Только на северном конце т. Подвыд наблюдался интрузивный их контакт с теми же сланцеватыми амфиболитами. Граница их по отношению к гранатовым гнейсам, строго говоря, неизвестна и может являться как интрузивным контактом, так и тектонической, если верно предположение, высказанное мною ранее, о возможном чешуйчатом надвиге гранатовых гнейсов на комплекс сланцеватых амфиболитов (см. главу VII о сланцеватых амфиболитах). О возможности второго типа границы говорит наблюдавшееся несогласие простирания сланцеватости гнейсо-гранитов с простиранием гранатовых гнейсов (на прилагаемой карте показан интрузивный контакт). Интересно также отметить, что такое же несогласие гнейсовидности гранитов имеется, повидимому, и по отношению к границе их с комплексом сланцеватых амфиболитов севернее т. Кеулик. И лишь на северной оконечности т. Подвыд, где наблюдалась инъекция гранитов в амфиболиты, наблюдается согласное расположение сланцеватости в обоих комплексах пород.

Гнейсо-граниты наблюдались и восточнее на вараках Купч и также по пути от т. Калепуха к устью р. Пак, и, наконец, даже на восточном берегу р. Туломы в редких обнажениях можно было видеть, что микроклиновые граниты несколько инъецируют гнейсо-

диориты этого района (и гранатовые гнейсы). Восточная граница массива, очевидно, находится где-нибудь близ р. Туломы, что находится в согласии с северо-восточным простиранием сланцеватости гнейсо-гранитов на т. Пак и Купчвараке, как видно это на прилагаемой геологической карте.

На западе эта полоса гнейсо-гранитов граничит с порфировидными гранитами. Материал маршрутных исследований не дает права фи сировать эту границу точно, и она условно мною проведена по восточной окраине т. Сухой, на основании наблюдения над распределением флюидальности в порфировидных гранитах этой тундры (см. далее). Кроме того, если учитывать распределение этой флюидальности, то весьма вероятно, что порфировидные граниты имеют здесь несогласный интрузивный контакт с гнейсо-гранитами (!?).

В пределах так очерченного восточного поля гнейсо-гранитов встречены были, помимо гнейсо-гранитов, порфировидные гнейсо-граниты (Подвыд), и заключенные в них пачки амфиболитов, слюдяных и слюдягранатовых гнейсов, и, наконец, на Железной вараке у оз. Коддяур пироксено-магнетитовые сланцы в ассоциации с гранатовым габбро-норитом (см. описание комплекса гиперстеновых диоритов гл. V).

Весьма вероятно, что в значительной степени в пределах этого поля развиты мигматиты и в особенности в восточной его части, где инъецируются породы массива гнейсо-диоритов и гиперстеновых диоритов, тянущиеся сюда с юго-востока (выход магнетитовых сланцев на Железной вараке надо приурочивать к этому комплексу—см. выше).

19. СТРОЕНИЕ МАССИВА ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ

Порфировидные граниты занимают приблизительно среднюю часть всего выше очерченного гранитного массива. Границы этого тела намечены лишь приблизительно, и в средней части поля их возможного развития обнажений коренных пород не было встречено вовсе (!).

В северной и восточной части порфировидные граниты граничат с гранатовыми гнейсами, но нигде их взаимного контакта по условиям обнаженности не наблюдалось, и границы их здесь в значительной части условны. Порфировидные разности кое-где здесь переходят в порфировидные—гнейсовидные, как, например, на вараках близ впадения Пониоки в р. Зап. Лицу, или на южной оконечности т. Шелшвыд и в некоторых других местах. Обращает также внимание то, что простирание флюидальности в этих местах несогласно с проведенной границей массива, как, например, на южном и северном конце т. Шелшвыд и т. д.

На западной окраине флюидальность порфировидных гранитов частью, несомненно, параллельна границам массива (с гнейсо-грани-

тами и амфиболитами на т. Попова), но имеем ли мы здесь дело с согласным или дискордантным контактом, осталось, строго говоря, не ясно. Юго-западная граница порфировидных гранитов проведена предположительно (нет обнажений).

На протяжении южной границы на т. Лыствыд и Толпьвыд II наблюдался интрузивный контакт (на т. Толпьвыд II). Здесь близ границы со сланцеватыми амфиболитами граниты часто гнейсовидны и обладают в общем согласным простиранием к границе, но в деталях обнаруживается и прорывающее их отношение к первым, как это видно из приложенных ранее геологических разрезов (фиг. 10 и 11).

На т. Курбышнёнь граница гранитов к гранатовым гнейсам показана условно, ибо она здесь не могла быть прослежена по условиям обнаженности и работы. По аналогии с границей на Пак тундре она здесь может быть или интрузивной или тектонической (см. выше; на карте обозначена интрузивной).

Наконец, восточная граница также проведена условно и на основании того, что в обнажениях на север от т. Вымь и на т. Сухой простирание флюидальности порфировидных гранитов направлено на ВСВ и даже СВ, что дает основание протягивать границу в северо-восточном направлении, что и сделано для восточного края т. Сухой. Дальнейшая часть восточной границы проведена по очень малому количеству фактического материала (и частью судя даже по валунному составу основной морены).

В центральной части так очерченного поля гранитов обнажения очень редки, и в них наблюдались крупнозернистые или сантиметровозернистые порфировидные разности гранитов с массивным сложением или плохо выраженными признаками флюидальности. Интересно отметить также, что граниты в этом районе дают иногда огромные россыпи in situ, как, например на вараке Лебяжьей (Нюхчьварь) на восточном берегу озера того же наименования, на восточном склоне т. Реутвыд и т. д. Вероятно, благодаря такой особенности граниты эти оказались очень податливыми по отношению к ледниковой эрозии, что в конечном счете привело к образованию обширной депрессии как раз в середине района их распространения (см. гл. I, § 4).

20. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Для объяснения возникновения этого сложного массива гранитов и внутренней тектоники маршрутные исследования при исключительно плохой обнаженности района не дали достаточного материала.

Можно лишь предполагать, что кровлей для южной части массива гнейсо-гранитов являлись породы комплекса сланцеватых амфиболитов, которые и теперь отчасти их прикрывают (т. Толпьвыд I и II и

Подвыд) или включены в них в виде остатков корней висячей кровли (т. Ионкедьгвыд, Сухая, Коддвыд).

Наблюдающееся в этих районах согласное расположение интрузивных пластов гнейсо-гранитов со сланцеватостью амфиболитов и измятость и пережатость пегматитов в сплоенных амфиболитах на вершине т. Толпьвыд I позволяет предполагать, что интрузия гнейсо-гранитов являлась здесь синтектоничной с эпохой постботнийской (?) складчатости, как отмечено было мною выше.

Гнейсовая текстура гранитов, в таком случае, является возникшей частью при ассимиляции инъецируемых и захваченных сланцеватых пород, а частью в результате воздействия диференциального давления в последний период кристаллизации магмы.

Полость, в которую интрудировала магма, расположена была в общем согласно со сланцеватостью пород и была ограничена с севера и частью с юга породами комплекса гранатовых гнейсов.

Гранатовым гнейсам северной и южной полос мною был приписан предположительно свионийский возраст (см. гл. II).

В период интересующей нас интрузии микроклиновых гранитов ранее дислоцированные гранатовые гнейсы также подверглись как контактовому воздействию, так и инъекции этими гранитами, главным образом, по сланцеватости с образованием полей обычных мигматитов и гнейсо-гранитов.

Такими чертами можно охарактеризовать более древний период интрузии гранитов (гнейсо-гранитов).

Взаимное отношение гнейсо-гранитов с порфировидными массивными и флюидальными гранитами не совсем ясно.

Вышеописанные геологические взаимоотношения как будто указывают на более молодой возраст порфировидных гранитов. Возможно даже, что порфировидные граниты (см. геологическую карту) иногда имеют несогласный интрузивный контакт по отношению к гнейсовидным разностям (например, на т. Сухая по отношению к более восточному району). По отношению к сланцеватым амфиболитам порфировидные граниты имеют согласные и рвущие контакты, как это можно хорошо видеть на разрезах через северную часть т. Толпьвыд II (фиг. 10 и 11). Наконец, характер расположения порфировидных гранитов среди гранатовых гнейсов указывает на возможность несогласно прорывающего их залегания, подобно массивам ара-гранитов и поррьяс-гранитов (см. выше).

Все это указывает на несколько изменившиеся геологические условия, при которых происходила интрузия или формирование порфировидных гранитов, но не определяет масштаба интервала времени между обоими образованиями.

Может быть на эти взаимоотношения несколько проливают свет интрузивные залежи перидотитов на т. Толпьвыд I.

Выше указывалось, что эти перидотиты, вероятно, внедрялись по разрывам, сбрасывающим микроклиновые гнейсо-граниты (т. Подвыд и Толпьвыд I), но в свою очередь они подвергаются изменению в контакте с розовыми микроклиновыми пегматитами (т. Толпьвыд I). Кроме того, указывалось также на возможную принадлежность этих перидотитов к карельской формации Кучин—Печенга тундр. Если все эти предположения верны, то надо признать существование в этом районе интрузий гранитов посткарельского возраста, но следует ли приписывать этот возраст описываемым интрузиям порфировидных гранитов, остается, строго говоря, неясным.

Очевидно, здесь возможны два случая: 1) или порфировидные граниты принадлежат к одной и той же эпохе интрузии (постботнийской?), что и гнейсо-граниты, но представляют другую фацию, образовавшуюся при несколько изменившихся геологических и механических условиях, 2) или же их интрузия отделена от интрузии, при которой образовались гнейсо-граниты, интервалом времени, в который в гнейсо-граниты внедрились перидотиты, вероятно, карельского возраста. Будущие исследования должны решить вопрос этот окончательно, ибо изложенные материалы не позволяют сделать решительного суждения. В свете систематики интрузивных тел, по Клоосу (H. Cloos, III, *107*), массиву гнейсо-гранитов и порфировидных гранитов следует дать различную характеристику.

Гнейсо-граниты массива можно причислить плутонам первой величины. Возможно, что интрузия их частью располагалась по границе между формациями различного возраста, принадлежа, таким образом к так называемым Grenzplutone. Вероятнее всего интрузия синтектонична со складкообразованием, с развитой частью гнейсовой, а частью гнейсо-гранитовой фацией пород. Внутренняя тектоника этого тела несамостоятельна — конформна и конкордантна со сланцеватостью заключающих пород, образуя, таким образом, гармоничное сочетание (всюду ли?).

Позднейшие тектонические движения по южной окраине массива осложнили и замаскировали охарактеризованное строение (на границе с комплексом сланцеватых амфиболитов).

Порфировидные граниты образуют, повидимому, ареал — плутон (plutonische Areal) первой величины. Возможно, что интрузивное тело их располагается частью на границе различного возраста образований, относясь к типу Grenzplutone.

Отношение плутона к тектоническим движениям характеризовать трудно, но возможно, что внедрение являлось частью синтектоничным со складкообразованием, а частью с образованием разрывов (Bruchbildung). В таких условиях развивалась отчасти гнейсовая фация пород и большей частью гранитовая (Granitplutone) с типичными явлениями истечения, главным образом, в краевых частях массива.

Внутренняя тектоника массива, повидимому, отчасти несамостоятельная и, вероятно, частью конформная к контакту, но последний, вероятно, частью дискордантен со сланцеватостью гнейсо-гранитов.

В северной части массива, может быть, внутренняя тектоника автономна и дискордантна (?) с контактом. Таким образом, может быть, здесь уже возникает в общем дисгармоничность внутренней и внешней тектоники.

21. О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИЙ ГРАНИТОВ

В дополнение к приведенной геологической характеристике следует отметить, что все вышеуказанные взаимоотношения определяют микроклиновые граниты как более молодые, чем комплекс сланцеватых амфиболитов, и даже частью моложе, чем интрузии перидотитов (может быть карельского возраста). Взаимоотношения их с ара- и порфяр-гранитам неизвестны. Наконец, отметить следует, что на территории развития этих гранитов не было встречено ни одной секущей дайки габбро-диабазов или других основных пород (может быть по условиям плохой обнаженности). (Смотри также в конце этой главы общие заключения о возрасте гранитов).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

22. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Большое сходство гранитов массива рр. Лебяжьей и Зап. Лицы с вышеописанными разностями микроклиновых гранитов других массивов позволяет сделать здесь лишь краткую их характеристику.

Среди гранитов изученных массивов можно различать:

1) гнейсо-граниты и мигматиты,
2) порфировидные граниты,
3) пегматитовые и аплитовые граниты.

23. ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ И МИГМАТИТЫ

А. Западная часть массива

(Обр. №№ 1350, 1493, 1501, 1506, 1511, 1522).

Это среднезернистые породы серого, белого, бледнорозового до розового цвета, всегда с ясно-гнейсовым сложением и часто с послойными обогащениями темными минералами.

На этом фоне иногда выделяются крупные розовые зерна микроклина, возникшие при инъекции пегматитовыми растворами. Розовые пегматиты обычно образуют в этих породах послойные и, реже, секущие жилы небольшой мощности.

Местами наблюдались мигматиты с включенными пачками сланцеватых амфиболитов (т. Ионкедьгвыд и на востоке от т. Толпьвыд I).

Наконец, в районе т. Лыствыд и Солосварь преобладают гнейсовые породы, прорываемые сравнительно редкими пластовыми жилами пегматита или гнейсо-гранита, что приводит к образованию полос мигматитов.

П. м. структура паналлотриоморфная или даже кристаллобластическая с ясным слоистым расположением минералов или их вытянутостью по сланцеватости.

Катаклаз часто выражен не сильно. Иногда на этом фоне отмечаются более крупные выделения микроклина.

Минералогический состав обычно: микролин, плагиоклаз (5% и до 20% An), кварц, биотит, мусковит и добавочные—циркон, апатит, руда и сфен.

Микроклин иногда замещается мусковитом, обладает всегда типичной решеткой и часто прорастает лентами пертита.

Плагиоклаз иногда преобладает над микроклином (повидимому частью это мигматиты), иногда включает микроклиновые зерна, погасающие одновременно и похожие на остатки от замещения плагиоклазом большого кристалла микроклина. Иногда встречаются мирмекиты.

Биотит часто переходит в зеленый хлорит и иногда ассоциирует с листочками мусковита. Иногда цвет его полихроизма краснобурый по n_g и темные полихроичные ореолы вокруг включений циркона.

В некоторых разностях сланцеватая текстура обусловлена сильной вытянутостью зерен кварца, при этом здесь заметна коррозия полевых шпатов и замещение их кварцем (!).

Сфен имеет красно-бурый цвет.

Мигматиты этих гранитов со сланцеватыми амфиболитами были описаны мною в главе об этих последних породах. Здесь следует лишь отметить, что при возникающих минеральных трансформациях в этих мигматитах появляется много эпидота, и процесс иногда сопровождается окварцеванием пород.

B. Восточная часть массива

Цвета гнейсо-гранитов этой части массива, главным образом, светлорозовые и до темнорозовых (или светлокрасных); белые цвета наблюдались реже.

По минералогическому составу можно различать два типа:

a) слюдяные гнейсо-граниты (без амфибола)

и b) амфиболо-слюдяные гнейсо-граниты.

a) Слюдяные гнейсо-граниты (обр. №№ 760, 761, 762, 764, 766, 802, 1379, 1436, 1439, 1438, 1462).

Породы эти в общем схожи с вышеописанными. Следует отметить лишь некоторые особенности.

Плагиоклаз иногда преобладает над микроклином (20% An). Иногда в плагиоклазе замечались включенные и резорбированные зерна микроклина с одинаковой ориентировкой (!). Кроме того, плагиоклаз обрастает часто каемкой альбита в контакте с микроклином. Иногда развит обычный мирмекит.

Биотит с темнобурым до черного цвета по n_g, иногда ассоциирует с эпидотом, в ядре которого нередко располагается ортит.

Интересно отметить присутствие, в некоторых случаях, значительного количества кальцита, располагающегося иногда мезостатически (обр. № 761) между идиоморфными зернами микроклина (обр. № 1436).

Присутствие большого количества плагиоклаза, ассоциация биотита с эпидотом, изредка образование биотито-кварцевых симплектитов и, наконец, иногда облекающее расположение биотита вокруг светлых минералов указывают на возможность частично смешанной природы этих пород и их переходы к мигматитам.

b) амфиболо-слюдяные гнейсо-граниты (обр. № 764, 829, 1429, 1430, 1436, и 1437a, 1471, 1373, 1377, 1404a, b, 1405a, b).

Гнейсо-граниты, содержащие амфибол, были встречены приуроченнымн к включениям сланцеватых амфиболитов и, вероятно, представляют смешанные разности или мигматиты.

Иногда и эти породы изобилуют плагиоклазом (олигоклаз-альбит 5, 9, 21% An).

Амфибол ассоциирует с биотитом и иногда переходит в биотито-кварцевый симплектит.

Здесь же иногда развит эпидот с ортитом и красновато-бурый сфен.

Биотит иногда обладает зеленовато-бурыми цветами по n_g. Амфибол с сине-зелеными цветами полихроизма, с малым отрицательным углом оптических осей и сильной дисперсией $\rho > v$; иногда абсорбция до сине-черного цвета по n_g и n_m.

Такие породы ассоциируют иногда с включениями амфиболитов с микроклином и даже моноклинным пироксеном (обр. № 1436a, 1437a на т. Коддвыд).

В некоторых гнейсо-гранитах встречен был также гранат (обр. № 1371)

Наконец, амфиболовые гнейсо-граниты с т. Подвыд содержат крупные и ксеноморфные выделения микроклина, придающие им порфировидный габитус (обр. № 1404a, b, 1405a, b). В породе этой заметен катаклаз и, вероятно, протоклаз (!).

Близкими к этим типам являются гнейсовидные разности гранита с западного берега Уртозера, в одном случае содержавшие угловатые зерна пироксена, переходящего в биотит, и, кроме того, гранат и турмалин (обр. № 1373) и в другом случае — амфибол (обр. № 1377).

24. ПОРФИРОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ

Как выше указывалось, среди порфировидных гранитов здесь можно различать по текстуре массивные и флюидальные разности.

Массивные разности или разности с неясно выраженной флюидальной текстурой встречались, главным образом, в средней части массива. Эти породы сантиметрово-зернисты, или еще более крупнозернисты, и вкрапленники микроклина в них идиоморфны.

Флюидальные разности наблюдались, главным образом, на окраинах массива. Чаще они еще более крупнозернисты, чем массивные граниты, и вкрапленники микроклина в них обычно несколько, и даже иногда значительно, округлены, так что порода при наличии флюидальности начинает приобретать характер порфировидных гнейсов. Если принять во внимание вышеупомянутые порфировидные гнейсограниты с т. Подвыд, то, может быть, различие между гнейсо-гранитами и порфировидными гранитами является и не столь большим.

Другое различие некоторых типов гранита характеризуется содержанием в них биотита, иногда настолько изобильным, например, на т. Попова, Саудзуайвиш и т. д., что породы эти ранее сравнивались мною с диктионитовыми мигматитами (А. А. Полканов, II, *59*).

Наконец, по минералогическому составу можно различать два типа:

а) порфировидные граниты, не содержащие амфибола,

б) то же с некоторым количестом амфибола.

а) **Порфировидные граниты без амфибола** (обр. № 805, 805А, 818, 819, 1367, 1370, 1347, 1349, 1378, 1464, 1472, 1467, 1469, 1507).

Обычно бледнорозового, розового до светлокрасного цвета. Розового цвета граниты сосредоточиваются скорее в южной части массива на тундрах Лыствыд, Толпьвыд II, Курбышнёнь и до депрессии истоков рр. Лебяжьей и Зап. Лицы.

Порфировидная структура и флюидальность обычные. На окраинах массива порфировидные породы переходят или в непорфировые или даже в гнейсовидные разности, например, на южной окраине—Лыствыд, Толпьвыд II и т. д., на восточной окраине—т. Агисуайвиш или близ слияния рр. Лебяжьей и Зап. Лицы на Вартвараках.

Порфировидные выделения принадлежат микроклину чаще не совсем правильной формы и иногда сдвойникованному по манебахскому закону.

Минералогический состав гранитов очень однообразен и почти тождествен уже описанным ара- и поррьяс-гранитам: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит и добавочные—сфен, ортит и иногда эпидот циркон, апатит и руда, постериорные—хлорит, мусковит и каолин.

Микроклин не всегда идиоморфен по отношению к кварцу и ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, часто включая идиоморф-

ные кристаллы последнего. Иногда он обнаруживает не на всей поверхности сечения решетчатое строение, обладая, однако, тем же косым погасанием (около 15°, обр. № 805А). Часто наблюдается пертит в виде тонких лент и менее изобильный (обычно), чем в микроклине ара- и поррьяс-гранитов. Микроклин включает идиоморфный плагиоклаз, иногда бипирамидальный, или корродированный кварц, апатит, биотит и циркон изредка, иногда переходит в мусковит. В микроклине наблюдались двойники по манебахскому и, изредка, по бавенскому законам.

Плагиоклаз с содержанием 20 и 21% An и часто с узкой альбитовой каемкой, развивающейся обычно на контакте с микроклином. Изредка встречался альбит (обр. № 1369). Плагиоклаз часто развит как идиоморфное включение в микроклине, но часто и свободные его зерна образуют грани по отношению к микроклину и кварцу. В некоторых зернах замечалось помутнение более основных ядер и, иногда, повторно зональное расположение помутневших участков по отношению к совершенно свежим.

В плагиоклазе наблюдались антипертитовые вростки микроклина или, может быть, участки резорбированного микроклина и, кроме того, включения биотита, кварца, апатита, руды. Иногда в контакте с микроклином развит обычный мирмекит (20% An).

Изредка плагиоклаз изобилен в породе и даже преобладает (в шлифе) над микроклином.

Кварц в сравнительно небольшом количестве и развит обычно мезостатически между зернами полевого шпата или как включение в них же (иногда бипирамидальный габитус) и, наконец, в мирмекитах.

Иногда в свободном кварце видна ромбоэдрическая спайность (α по β-кварцу) и редко наблюдается слабое волнистое погасание.

Биотит обычно кучками между зернами полевого шпата. Цвета полихроизма: темнобурый до черного или, реже, красновато-бурый по n_g, псевдоодноосен, полихроичные ореолы вокруг циркона и ортита. Биотит часто переходит в зеленый хлорит, изредка наблюдалось параллельное срастание с мусковитом. Количество биотита в породе не постоянно и иногда значительно.

Интересно отметить, что добавочные минералы: сфен—красно-бурый, ортит—бурый иногда с эпидотом, апатит, ассоциируя с биотитом, развиты в очень большом количестве в южной части массива (тундры Саудзуайвиш, Гранитная, Попова, верховье р. Зап. Лица, Толпьвыд II, Реутвыд—обр. №№ 805, 805А, 898, 819, 1347, 1348, 1349, 1367, 1507).

Иногда вместе с мусковитом и биотитом развит эпидот.

Циркон и апатит часто идиоморфны и иногда в довольно крупных кристаллах.

Наконец, руда-магнетит то идиоморфный, то развитой в виде мезостатических выделений. Интересно отметить, что обильные выделения магнетита наблюдались в огромном валуне порфировидного гранита, несколько западнее оз. Лебяжьего (Нюхчяур).

Образец подобного гранита из окрестностей т. Миньковой близ верховьев р. Зап. Лицы (№ 1368) был проанализирован в лаборатории ЦНИГРИ аналитиком Н. В. Лёвенфиш.

Таблица 57

	Обр. № 1368	
SiO_2	74.76	1.2532
TiO_2	0.30	.0037
Al_2O_3	12.38	.1210
Fe_2O_3	0.61	.0038
FeO	1.14	.0158
MnO	0.02	.0002
CaO	0.91	.0162
MgO	0.54	.0139
K_2O	5.24	.0556
Na_2O	2.92	.0471
P_2O_5	0.01	.00007
П. при прокал.	0.38	
H_2O гигр.	0.11	
Итого	99.32%	

Формула Левинсона-Лессинга

$1.1\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10.SiO_2$

$\beta = 21.2;\ \alpha = 4.8$

$R_2O : RO = 2.55 : 1.$

Гранитная магма

Формула Ниггли

$si = 46.9;\ ti = 1.3$

$al = 44.5;\ fm = 11.4;\ c = 5.9$

$alk = 37.8;\ k = 0.54;\ mg = 0.42$

$c/fm = 0.51;$ сеч $= 4.$

На границе аплит-гранитовой и энгадинитовой магмы.

Пересчет на минералогический состав дает следующие результаты:

Таблица 58

	P_2O_5	CaO	Cl	TiO_2	SiO_2	MgO	FeO	K_2O	Al_2O_3	H_2O	Na_2O	Fe_2O_3	Σ	
Апатит	0.01	0.01	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	
Сфен	—	0.21	—	0.30	0.22	—	—	—	—	—	—	—	0.73	
Биотит	—	—	—	—	2.42	0.54	0.96	0.63	1.36	0.12	—	—	6.04	
Ортоклаз	—	—	—	—	16.17	—	—	4.21	4.56	—	—	—	24.95	
Альбит	—	—	—	—	17.04	—	—	—	5.21	—	2.92	—	24.77	28.16
Анортит	—	0.69	—	—	1.48	—	—	—	1.25	—	—	—	3.39	
Магнетит	—	—	—	—	—	—	0.18	—	—	—	—	0.50	0.68	
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	0.11	
Кварц	—	—	—	—	37.43	—	—	—	—	—	—	—	37.43	
Итого	0.01	0.91	0.001	0.30	74.76	0.54	1.14	4.84	12.38	0.12	2.92	0.61	98.54	

Плагиоклаз содержит 12% An.

Символы по классификации Джехенсена 2.2.8—адамеллит.

в) **Порфировидные граниты с амфиболом** (обр. №№794, 1459, 1460)

Граниты с амфиболом встречены были на севере от т. Вымь и на т. Сухой. В отличие от описанных гранитов они содержат немного амфи-

бола с сине-зелеными цветами полихроизма и ассоцирующего с биотитом, или даже переходящего в него. Кроме того, здесь же развит эпидот и значительное количество ортита и сфена. Биотит иногда обладает зеленовато-бурым цветом. На т. Сухой встречены включения амфиболитов (!).

25. ПЕГМАТИТЫ, АПЛИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Аплиты (обр. №№ 817, 1378, 1450, 1451)

Аплиты изредка наблюдались как среди гнейсо-гранитов, так и в порфировидных гранитах (т. Сухая, Реутвыд). В гнейсо-гранитах наиболее обычный тип залегания в виде согласных пластовых жил.

Цвет породы розовый или даже красный. Структура паналлотриоморфная. Минералогический состав обычный: микроклин, плагиоклаз состава олигоклаза или альбит, немного примеси биотита, иногда переходящего в хлорит, мусковит и добавочные — циркон, апатит, магнетит и ортит.

в) **Пегматиты** (обр. №№ 1502, 1514, 1515)

Пегмататы редко наблюдались среди поля порфировидных гранитов (т. Реутвыд, т. Красивая, т. Курбышнёнь) и чаще в поле развития гнейсо-гранитов. Среди гнейсо-гранитов более обычен пластовый характер их залегания.

Обычно порода обладает розовым цветом, но встречались и белые пегматиты (р. Пауча и т. Лыствыд, район на юг от оз. Урт). Величина отдельных зерен плагиоклаза редко достигала около 10×6 см (т. Реутвыд, Кубышнень, Толпьвыд II).

Состав: микроклин-микропертитовый, плагиоклаз (20% Ап), кварц.

Изредка мелкие выделения мусковита, и в глыбах россыпей на восточном склоне т. Реутвыд наблюдались выделения биотита размера до 10×8 см по (001).

Микроклиновый пегматитовый гранит (обр. № 1502), с тундры Толпьвыд I имеет плагиоклаз 10—20% Ап от края к центру и пертитовый микроклин с 2 V $(\overset{+}{+})$—84°; в контакте с перидотитом переходит в олигоклазовый (антипертит с 12—20% Ап от края к центру) пегматитовый гранит.

Такое же изменение пегматита наблюдалось и на р. Пауче, причем здесь прослеживается замещение микроклина плагиоклазом (обр. №№ 1514, 1515).

с) **Кварцевые жилы**

Наблюдались сопровождающими пегматиты или независимо от них.

На южном склоне т. Шелшвыд (в логу) была встречена жила розового кварца. Наконец, ярко розовый кварц был встречен в валуне на южном склоне т. Агисуайвиш, что у Уртозера.

ГРАНИТЫ ДРУГИХ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

26. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Распространение микроклиновых гранитов не ограничивается описанными выше массивами.

На территории развития более древних пород почти всюду встречались выходы микроклиновых гранитов, принадлежащие, большей частью, мелким сателлитовым интрузивным телам и поэтому не выделенные мною на геологической карте.

По характеру встреченных в этих телах пород можно выделить три группы:

1) среднезернистые граниты, гнейсо-граниты и мигматиты,
2) порфировидные граниты и мигматиты,
3) пегматиты, аплиты (+кварцевые жилы).

27. СРЕДНЕЗЕРНИСТЫЕ ГРАНИТЫ, ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ И МИГМАТИТЫ

Эти породы особенно распространены среди поля гранатовых гнейсов, олигоклазовых гранитов и реже встречались среди поля биотитовых гнейсов, габбро-амфиболитов и гиперстеновых диоритов.

Некоторые более значительных размеров тела таких гранитов мною выделены на карте, причем изображенные их границы передают только идею их геологического строения, обоснованную на опыте суммарных наблюдений. Детальные исследования несомненно выделят очень большое их количество и, вероятно, обнаружат даже гранитные тела значительных размеров (мои маршруты были слишком редки).

Вероятно, крупными размерами обладает гранитное тело, обнаруженное в южной части Ното-озера.

Развиты здесь гнейсо-граниты и мигматиты, располагаясь полосой северо-западного простирания между полями гранатовых гнейсов и габбро-амфиболитов. Повидимому, это расположенная по геологической границе интрузия (Grenzplutone по H. Cloos'y), сильно инъецирующая окружающие свиты с образованием гнейсо-гранитовой и мигматитовой фаций пород.

Расположение сланцеватости этих гнейсо-гранитов является параллельным сланцеватости гранатовых гнейсов и амфиболитов.

Южнее хребта Чуотзвараки обнаружены также микроклиновые граниты (обр. №№1805, 1808), развитые, повидимому, полосой между гранатовыми гнейсами, с одной стороны, и габбро-амфиболитами и гранулитоподобными породами, с другой стороны, т. е. интрузия эта располагается также на границе двух формаций (Grenzplutone) и обладает гнейсо-гранитовой фацией пород. Возможно, что гранулито-подобные породы, развитые южнее, являются мигматитами этих

гранитов (см. гл. VIII). Во всяком случае апофизы, повидимому, этих же гранитов (?) расположены по слоистости гранулитов, образуя мигматитовые граниты, содержащие немного амфибола и изобильный биотито-кварцевыый симплектит (обр. № 1805) и обогащенные к тому же плагиоклазом.

Другие мелкие интрузии также сложены гнейсо-гранитовой фацией пород и мигматитами и располагаются: или на границе двух формаций, например, на т. Якимпахк (на В от ж.-д. линии)—между гранатовыми гнейсами и гиперстеновыми гнейсо-диоритами, или же образуя согласные пластовые интрузии в каких-либо из вышеперечисленных комплексах, или, наконец, образуя просто пластовые жилы и поля мигматитов с согласной сланцеватостью с окружающими или заключенными в них породами.

Вероятно, все эти образования синтектоничны с движениями земной коры, но какого характера и возраста—точно установить очень трудно.

Граниты, развитые в этих телах, можно сказать, почти всегда гнейсовидны или, реже, массивны и обладают то бледнорозовыми до белых и серых, то розовыми до светлокрасных цветов (в диоритах и олигоклазовых гранитах).

Петрографическое описание этих пород делать излишне в виду их сходства с гнейсовыми фациями описанных микроклиновых гранитов, к описанию которых и отсылаем читателя.

Образцы:

I. В гранатовых гнейсах (обр. №№ 73, 81, 561, 1332, 1337, 1343, 1344, 1623, 1624—плагиоклаз от 5 до 20% An, иногда микропертит (обр. № 81), турмалин и ставролит с $2V\ (\ddagger) + 71°$ (обр. № 561)—очевидно это мигматит.

II. В слюдяных гнейсах—обр. № 1053—плагиоклаз с 20% An.

III. В габбро-амфиболитах—обр. № 1840, 1843; иногда порфировидный габитус.

IV. В гиперстеновых диоритах—обр. №№ 933, 1591, 1725, 1732. Плагиоклаз иногда антипертитовый и с содержанием от 20—32% An. Повидимому, это частью мигматиты.

V. В олигоклазовых гранитах—обр. №№ 209, 1034, 1148. Плагиоклаз с содержанием 2—15% An.

28. ПОРФИРОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ И МИГМАТИТЫ

Небольшие выходы белого порфировидного гранита и мигматита были встречены в различных частях хребта Нялвыд, что на озере того же наименования (обр. №№ 1382, 1383). Плохая обнаженность не позволила установить характер залегания этих пород и территорию их распространения. Однако то, что эти выходы расположены на окра-

инах обширных заболоченных депрессий, позволяет думать, что, может быть, в этом районе имеется крупное гранитное тело, не обнаруженное маршрутами и по условиям обнаженности.

Отметим здесь, кстати, что в районе колонии Ары наблюдались многочисленные крупные валуны белых порфировидных гранитов с флюидальной текстурой, морфологически (не по цвету) совершенно тождественные поррьяс-гранитам. Быть может их коренное месторождение находится как раз в районе хребта Нялвыд или на линии, соединяющей этот район с фиордом Ара (по направлению движения ледников).

Минералогический состав порфировидных гранитов с т. Нялвыд аналогичен описанным другим порфировидным гранитам.

29. ПЕГМАТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ, АПЛИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Пегматиты:

В гранатовых гнейсах—обр. №№ 1712, 2033, 1992, 979, 713, 720, 716, 718, 706, 550, 551, 606, 78, 72, 545, 558, 568, 1329, 1331, 1454.

В слюдяных гнейсах—обр. №№ 974, 1054, 627, 228, 233, 231, 1290.

В габбро-амфиболитах обр. № 875.

В гиперстеновых диоритах—обр. №№ 1679, 1669, 703, 704, 1585, 1584, 1583).

В олигоклазовых диоритах—обр. №№ 1035, 31, 236, 266, 509, 545, 1574.

Как уже ранее указывалось, пегматитовые и аплитовые граниты сравнительно редко встречались залегающими среди полей распространения микроклиновых же гранитов, их породивших, тогда как свиты окружающих более древних пород, поистине, можно назвать приемниками и кристаллизаторами пегматито-аплитовых магм-растворов, настолько распространены в них эти образования.

Несмотря на маршрутный характер исследований и часто исключительно плохую обнаженность, широкое распространение пегматитов особенно бросалось в глаза для свиты слюдяных гнейсов и для комплекса гранатовых гнейсов, но уже значительно реже они наблюдались среди полей развития габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов, исключительно редко среди пород комплекса сланцеватых амфиболитов (и гранулитоподобных пород?) и, наконец, совсем не встречались в комплексах габбро-диабазов тундр Кучин-Печенга.

Чем следует объяснять такую преобладающую приуроченность распространения пегматитов к комплексам гранатовых и слюдяных гнейсов—сказать очень трудно, но невольно связываются друг с другом два факта—это то, что преобладающее залегание пегматитов здесь является пластовым, и то, что гранатовые и слюдяные гнейсы, не в пример другим из перечисленных формаций, имеют резко выра-

женную сланцеватость. Очевидно, сланцеватость пород механически представляла наиболее удобные пути для проникновения пегматитовой магмы-раствора.

Если связывать образование пегматитов с интрузиями описанных микроклиновых гранитов, то и внедрения пегматитовой магмы могло быть синтектоничным и позднетектоничным с орогеническими движениями, породившими интрузии первых (см. далее о возрасте).

Гораздо реже встречавшиеся секущие жилы пегматита, которые, повидимому, всегда моложе пластовых, и их возникновение, вероятно, надо относить к позднетектоническим движениям подобно секущим интрузиям микроклиновых ара- и поррьяс-гранитов.

По условиям обнаженности и, главным образом, по характеру производившихся работ мне не приходилось подробно изучать и прослеживать пегматитовые тела, но беглые наблюдения приводят к заключению, что в главной массе это тела незначительной или малой мощности и, вероятно, протяжения. Однако нередко жилы пегматита достигают, повидимому, большой мощности, выражающейся во многих десятках метров (напр., т. Мишукова на Кольском фиорде и южный склон т. Ахмапахты на р. Уре и т. д.), и, возможно, что большого протяжения по простиранию.

Обычно породы эти крупно- и грубозернисты, но иногда полевой шпат и другие минералы достигают очень крупных размеров (10×10 см и крупнее), как, например, на р. Выдра у т. Мишукова, на южн. склоне т. Ахма-пахта на р. Уре на вараках Сухого порога на р. Туломе, на Лукинской вараке на р. Лоте и т. д. Такие крупные выделения, повидимому, распространены в секущих жилах.

Цвета пегматитов—красные, розовые различных оттенков и вплоть до белых.

Близ Варламовой вараки на р. Коле наблюдалось, что красные пегматиты пересекают белые. Отношение белых к розовым пегматитам осталось неизвестным, но совместная их встречаемость в одинаковой окружающей обстановке указывает, вероятно, на различие в фазах времени их образования.

Минералогический состав пегматитов не очень разнообразен. Наблюдались: микроклин, микроклин-микропертит, микропертит, ортоклаз, плагиоклаз и кварц, как главные составные части пегматитов. Остальные далее перечисляемые составные части встречаются не во всех жилах: биотит, мусковит, черный турмалин, гранат-альмандин, силлиманит и кианит, ставролит, апатит, циркон, топаз, магнетит и молибденит.

Микроклин — наиболее распространенный из полевых шпатов, розового до белого цвета, всегда типичная решетка и часто пертитовые вростки лентами или в других формах. Реже наблюдался микроклин-микропертит (в жилах в гранатовых гнейсах).

Микропертит встречался в жилах, распространенных среди комплекса гиперстеновых диоритов и, реже, в гранатовых гнейсах. Наблюдался переход его в микроклин-микропертит.

Ортоклаз наблюдался в жилах среди комплекса гранатовых и слюдяных гнейсов (2 раза) (см. таблицу 59). оптических констант.

Плагиоклаз в большинстве случаев стоит на втором месте по количеству. Но, может быть, некоторые жилы, причислявшиеся ранее к олигоклазовым гранитам, следует относить также сюда, как образовавшиеся при потере калиевого полевого шпата в результате воздействия на боковые породы (например, пегматит в контакте с перидотитом и т. д.).

Плагиоклаз обычно относится к олигоклазу, олигоклаз-альбиту и, реже, альбиту и андезину, обладая обычными узкими двойниковыми неделимыми.

Определено для пегматитов залегающих:
в гранатовых гнейсах 1, 13, 20^5, 24% An,
в слюдяных гнейсах 16, 19, 20^2% An,
в гиперстеновых диоритах 20^2, 22, 24, 28% An,
в олигоклазовых гранитах 7, 15, 20% An.[1]

Альбитовые каемки или альбитизация, повидимому, постериорные.

Кварц образует иногда обособления в жилах пегматита (наблюдалось для секущих жил), редко встречался в письменном срастании с микроклином (варака Сухая на р. Туломе, Лукинская варака на р. Лоте и т. д.). П. м. наблюдался кварц и в мирмекитах. Кварц обладает обычными деформациями и волнистным погасанем.

Биотит наблюдался в жилах пегматита, главным образом, среди гранатовых и слюдяных гнейсов и обычно в сростках кристаллов некрупных размеров [по (001) 5×5 см].

Мусковит наблюдался в жилах (пластовых) в гранатовых и слюдяных гнейсах (тундры Пинагорьего мыса, т. Мишукова, в окрестностях колонии Титовой, варака Калепуха, Слюданюнь и т. д.), в олигоклазовых гранитах—в секущих жилах (Кольский фиорд—м. Шарнаволок и м. Никитин; о-в Китовый) и образует кристаллы и сростки обычно некрупной величины [до 5×5 см по (001) и несколько крупнее].

Турмалин—черный, наблюдался в жилах, приуроченных к комплексу слюдяных гнейсов и, реже, в гранатовых гнейсах. Турмалин образует крупные кристаллы (часто деформированные), у которых развит пояс призмы и реже видны конечные грани. П. м. наблюдается зональное и пятнистое распределение окраски—по ng темносиний до черного $>$ ng розовый.

---

[1] Индексы 2, 5 и т. д. при цифрах процентного содержания An указывают на число сделанных определений в различных пегматитах.

Гранат—красный и розовый, состава альмандина, встречался исключительно в жилах пегматита, приуроченных к гранатовым гнейсам (часто) и к комплексу слюдяных гнейсов (редко). Гранат идиоморфен, развивая грани ромбического додекаэдра или, реже, трапецоэдра, иногда ассоциирует с другими темными минералами—биотитом.

Силлиманит наблюдался под микроскопом несколько раз в пегматитах, приуроченных к комплексу гранатовых гнейсов. Образует пучки призматических кристалликов с субпараллельным расположением.

В одном образце (№ 1712) с т. Эльвыдынч силлиманит ассоциирует вместе с кианитом, повидимому, замещая последний (?).

Кроме того, здесь же эти силикаты глинозема ассоциируют с зеленым биотитом.

Ставролит наблюдался п. м. один раз в тектоните пегматитового гранита из гранатовых гнейсов (порода сланцевата), ксеноморфен ($2V$ (‡) $+71°$), обычные двойники. Здесь же развит турмалин.

Апатит—обычно в виде редких мелких призматических кристалликов, наблюдавшихся п. м., но изредка наблюдался в видимых на глаз индивидах, как, например, в жиле пегматита в слюдяных гнейсах близ порога Павакоски на р. Зап. Лице (обр. № 1290) и в пегматитах Цолнвараки по Нотоозеру.

Циркон—обычный, наблюдался только п. м.

Топаз—встречен один раз в виде маленького кристаллика размера 2.5×0.25 мм [спайность (001), ромбическое сечение с углом, типичным для топаза, и твердостью топаза][1] в жиле турмалинового пегматита с р. Выдры у т. Мишукова (обр. № 228). В этой жиле, кроме того, обнаружены мусковит и гранат.

Магнетит встречен был один раз в выделениях размера 4×2 см в розовом пегматите на Сухой вараке на р. Туломе (в письменном граните).

Но в валунах пегматитов всех цветов магнетит наблюдался очень нередко.

Выделения магнетита частью, может быть, идиоморфны. П. м. изредка наблюдалась мезостатически развитая руда.

Молибденит встречен был два раза: в жиле пегматита на западном склоне т. Энбань, среди гранатовых гнейсов, и в жиле в районе Собачьей вараки у станции Пулозера. В обоих случаях это были редкие чешуйки размера 3×2 мм.

В заключение привожу оптические константы некоторых калиевых полевых шпатов из пегматитовых жил.

---

[1] Было определено Л. Л. Солодовниковой.

Таблица 59

	Ng	Nm	Np	2V	Плагиоклаз
В гранатовых гнейсах					
Белый ортоклаз, обр. № 72	90°	8°	82°	(001) (+) — 89°	—
В слюдяных гнейсах					
Белый ортоклаз, обр. № 233	90°	3°	87°	(001) (+) — 84°	№ 0
Микроклин, обр. № 568	77°	15°	84°	(001) (+) — 84°	№ 11—13
В гиперстеновых диоритах					
Криптопертит желтоватый, обр. № 1583	—	—	—	— (+) — 62°	№ 22
В олигоклазовых гранитах					
Микроклин розовый, обр. № 208 . . .	86°	7°	86°	(001) (+) — 80°	№ 2—16
„ красный, обр. № 31	85°	5°	87°	(001) (+) — 74°	№ 5—16

Аплиты

(В слюдяных гнейсах—обр. № 230; в габбро-амфиболитах—обр. № 790, 839а, 1826; в гиперстеновых диоритах—обр. № 660Г).

Тождественны описанным ранее аплитам. Иногда сопровождают пегматиты и развиты самостоятельно. Характер залегания тождествен пегматитам.

Кварцевые жилы

Обособления кварца в виде жил часто встречались в пегматитах. Кроме того, наблюдались часто и самостоятельные кварцевые жилы, быть может не всегда генетически связанные с гранитной магмой.

В кварцевой жиле на т. Ниткуайв вместе с полевым шпатом (красным) встречены друзы мусковита до 12 см в поперечнике (обр. № 1690). Тело жилы около 8 м при протяжении около 50 м. Форма неправильная (обр. № 1691).

Неподалеку отсюда на т. Слюданюнь лопарем З. Яковлевым была показана небольшая закопушка, в которой лопари топором выкалывали слюду.

Возможно, что мусковит здесь приурочен к пегматиту.

ОБЩИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

30. О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИЙ ГРАНИТОВ

Из всего вышеизложенного следует, что стратиграфическое положение описанных массивов микроклиновых гранитов может быть различным и для некоторой их части восходить по возрасту вплоть до посткарельского.

Это вытекает из того, что пегматиты изменяют перидотиты, относящиеся, предположительно, к карельскому возрасту.

Такое возрастное положение мы могли бы приписать порфировидным гранитам, как более молодым из микроклиновых гранитов образованиям, но каким из описанных массивов—решить трудно.

Напомним лишь, что цвет пегматитов, изменяющих перидотиты, розовый и что красные пегматиты по наблюдениям моложе белых.

Возможный верхний возрастной предел этих гранитов не определяется имеющимися данными. Вероятнее же всего их надо связывать с посткарельским диастрофизмом, породившим складчатые цепи Карелид Фенноскандии.

То, что микроклиновые граниты секут также рудоносную свиту Сюдварангера и свиту сланцеватых амфиболитов Толпьвыд—Кулик—предположительно ботнийского возраста (?), и в то же время входят в состав конгломератов, подстилающих т. Печенга—Кучин (см. выше)—намечает вторую возрастную группу гранитов—постботнийскую (?), также связанную, вероятно, с соответственной эпохой диастрофизма, породившей складчатые цепи Свеко-Феннид. Сюда мы можем отнести микроклиновые гнейсо-граниты и, может быть, часть из описанных порфировидных гранитов (?).

Само собой разумеется, что такое понимание возраста этих гранитов изменится, если свита сланцеватых амфиболитов оказалась бы моложе, т. е. карельской (см. главу VII и X), т. е. граниты эти будут тогда посткарельскими.

Выяснение всех этих вопросов должно войти в задачу будущих петролого-геологических исследований, которые должны не только установить петрографические типы различных возрастных групп, но и постараться разыскать между-формационные образования, осадочного или магматического происхождения.

31. О ТЕКТОНИКЕ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

Из приведенного описания также видно, что по характеру внутренней прототектоники гранитных масс и по отношению этих масс к заключающим их древним свитам наши гранитные массивы можно разбить на два типа—группу согласных интрузий с гнейсовой и гнейсо-гранитовой фацией пород и группу дискордантных интрузий с порфировидной гранитной фацией пород.

Часть согласных интрузий с гнейсовой фацией является пограничными плутонами (Grenzplutone), другая же часть внедрялась среди поля одного и того же комплекса пород, избирая в нем направления сланцеватости и создавая часто поля инъецированных пород и мигматитов. Повидимому, последнего типа тела не обладают в большинстве особенно крупными размерами (satellitic).

Наиболее крупный массив гнейсо-гранитов района тундр Толпьвыд II и Кеулик, вероятно, является синтектоничным со складкообразованием постботнийской эпохи (?). Горообразующее давление в период кристаллизации магмы приводило здесь к образованию гнейсовой фации гранитов.

Можно ли относить образование ното-озерского Grenzplutone и других мелких интрузий к той же фазе диастрофизма и считать их синтектоничными со складкообразованием, строго говоря,—неизвестно. Если же сделать такое допущение, то вместе с этим надо допустить участие в этих тектонических движениях и древнейших свионийских образований, и возникает вопрос о характере этих движений.

Вопрос этот имеет прямое отношение к механике возникновения этих интрузий и, может быть, даже, отчасти, к определению истинного возраста этих древнейших образований, но за неимением достаточного материала подлежит разрешению будущими работами. В первом же приближении не будет, может быть, особой погрешности относить эти небольшие интрузивные тела к той же эпохе горообразования (хотя бы частью), связывая их появление с разрывами по линиям наименьшего сопротивления.

Вопрос о моменте и механике возникновения массивов порфировидных гранитов еще сложнее и для своего разрешения требует детальных исследований.

Имеющиеся наблюдения позволяют лишь отметить следующие важные черты геологического строения этих массивов.

Прежде всего обращает внимание:

1) группировка массивов гранитов исключительно в сев.-зап. части исследованной территории, наряду с другими интрузивными телами близких пород, расположенных на территории соседней Финляндии и еще западнее в Норвегии (см. у Sederholm'a, III, *245*),

и 2) расположение и вытянутость всех трех массивов (или двух) в сев.-вост. направлении и по одной и той же линии, того же направления.

Такое взаимное расположение интрузивных тел, наряду с обнаруженной дискордантностью (частичной) границ массива со сланцеватостью окружающих гнейсовых свит, позволяет думать, что интрузии этих гранитов произошли по дислокации разрыва, частью совпадающей с простиранием гнейсов и, может быть, в одну и ту же геологическую эпоху.

В то же время наличие порфировидной структуры указывает на условия кристаллизации, диаметрально противоположные условиям, при которых развивалась гнейсовая фация, что подтверждается и направлением расположения флюидальности параллельно контурам массива и в значительной части совпадающим с тем же северо-восточным направлением.

Все это указывает на некоторое сходство с условиями кристаллизации в секущих дайках и, может быть, также и на близость механики их образования, по крайней мере для интрузий ара- и порфяр-гранитов (и, может быть, северной ветви массива Лебяжьей Лицы). Отмеченные выше находки секущих дайк ара-гранитов с северо-восточным простиранием подтверждают это предположение.

Однако для объяснения механики возникновения массива Лебяжьей—Лицы мои исследования не дали достаточного материала и возможно, что мало дадут и последующие детальные исследования по условиям исключительно плохой обнаженности этого района. Как возникла таких обширных размеров свободная полость — ответить очень трудно.

Интересно лишь отметить, что внедренная в эту полость магма при кристаллизации давала: 1) в центральной части массива порфировидные граниты со слабыми признаками флюидальности, 2) на западной и восточной окраинах массива порфировидные граниты, частью с флюидальностью, параллельной его контурам, т. е. с северо-восточным направлением (!), и, наконец, 3) на южной окраине массива, а также в северном его клине порфировидную структуру, которая при сопровождающей интенсивной флюидальности и большом содержании биотита сообщает породе гнейсовидный облик (породы частью переходят даже в гнейсы).

Такие данные позволяют предполагать, что внедренная магма испытывала, вероятно, давление в направлении с ЮЗ на СВ, что и могло обусловить, с одной стороны, ее истечение в этом же направлении с образованием флюидальности с сев.-вост. простиранием на восточной и западной окраине массива и порфировидной до гнейсовидной текстуры на южной окраине массива и в северном клине (контуры которого нельзя считать точно установленными—см. описание выше).

Если существование такого рода давления правдоподобно, то механика образования расколов, по которым располагаются массивы ара- и поррьяс-гранитов, может быть связана с давлением того же направления, по аналогии с механикой образования формаций даек более молодых основных пород (см. далее гл. XII).

Если такое объяснение приложимо для механики возникновения массивов ара- и поррьяс-гранитов, то оно все же не вскрывает происхождения обширной полости массива Лебяжьей—Лицы.

Относительно возникновения этого массива, на основании всего вышеизложенного, можно высказать лишь предположение, что это интрузивное тело является частью внедренным между двумя различными формациями, куда магма вталкивалась давлением, направленным с ЮЗ на СВ. Кровля так образованного массива и ее висячие корни местами сохранились в южной части массива, представляя ныне полосу сланцеватых амфиболитов, расположенную на протяжении между тундрами Лыствыд и Вымь (и может быть еще восточнее). Почвой же массива, вероятно, являлись гранатовые гнейсы, подвергшиеся дислокациям разрыва сев.-вост. направления, что отчасти отразилось на форме массива Лебяжьей—Лицы в его северо-восточном клиновидном (?) конце и обусловило форму интрузивных тел поррьяс- и ара-гранитов, расположенных еще северо-восточнее.

Если это предположение верно, то и интрузия порфировых гранитов могла бы быть связана с горообразующими движениями посткарельской эпохи, направлеие движения которой совпадают как раз с направлениями указанных дислокаций и движений магмы.

В случае же возрастной приуроченности их к постботнийской эпохе диастрофизма, как и интрузии гнейсо-гранитов, последние все же должны быть отнесены к более древней его фазе.

32. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОВ

Из приведенного описания видно, что микроклиновые граниты петрографически обладают большим однообразием.

В гнейсо-гранитах их сланцеватая текстура, повидимому, возникла под влиянием двух причин: 1) при кристаллизации и истечении магмы в согласных интрузиях под давлением тангенциального напора и 2) отчасти при замещении и ассимиляции сланцеватых древних пород, реликты которых нередко можно наблюдать повсюду.

Возможно, что в некоторых случаях гнейсовидные разности гранитов развивались за счет порфировидных, как это было указано выше для гранитов т. Подвыд, образуя здесь порфировидные гнейсы. В других случаях наблюдается, что сланцеватость обусловлена вытянутостью кварца, который в то же время корродирует и замещает зерна полевых шпатов. Незначительный катаклаз в этих породах указывает на очень раннюю стадию возникновения такой текстуры.

Однако следует отметить, что не всегда крупные выделения микроклина таких гнейсо-гранитов являются реликтами порфировидных вкрапленников, ибо в некоторых случаях они возникали путем кристаллизации из новых пегматитовых растворов, как это было отмечено для т. Ионкедьгвыд, где белые и бледнорозовые гнейсо-граниты по слоистости инъецируются розовыми пегматитами.

Возникновение сланцеватости при ассимиляции сланцеватых амфиболитов, гранатовых и слюдяных гнейсов прослеживается как в обнажениях, так и при наблюдении п. м. путем установления ксеногенных компонентов в породе, обладающей гнейсовой текстурой. Явления эти давно и широко известны (см. J. Sederholm, III, *252*; H. Alling, III, *59*).

По минералогическому составу разнообразие гнейсо-гранитов колеблется от аляскитовых или аплитовых гранитов до нормальных гранитов и, наконец, грано-диоритов.

Если возникновение первых двух типов пород можно приписывать процессам диференциации, то образование грано-диоритов происходит, повидимому также и при ассимиляции или взаимодействии с чуждыми включениями.

В плагиоклазе гранодиоритов, обычно преобладающем над микроклином, иногда наблюдаются реликты корродированных крупных кристаллов микроклина, очевидно замещенного первым. Кроме того,

такие породы часто ассоциируют с включениями более основных пород типа амфиболита и при микроскопическом исследовании обнаруживают признаки мигматизации, выражающиеся в присутствии кварцево-биотитовых симплектитов, ассоциации биотита с идиоморфным эпидотом, наряду с появлением амфибола и пироксена ксеногенного характера.

Дальнейшее изменение минералогического состава путем обогащения биотитом и амфиболом, сопровождаемое исчезновением микроклина, связано с образованием мигматитов, что охарактеризовано было мною подробно для мигматитов гранатовых и биотитовых гнейсов, габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и, наконец, олигоклазовых гранитов.

Химико-минералогические изменения здесь почти тождественны и подчиняются тем же правилам (правило серии реакцнй N. Bowen).

Отметим здесь только некоторые особенности процесса магматического замещения, наблюдавшиеся в районе тундр Толпьвыд I, Ионкедьгвыд и Подвыд.

Ассимиляция пачек амфиболита здесь сопровождается появлением смешанных пород, еще содержащих иногда реликтовый амфибол, богатых плагиоклазом и биотитом, наряду с изобильными мусковитом, эпидотом и кварцем и, иногда, хлоритом, образовавшимся за счет биотита. Микроклин здесь присутствует в небольшом количестве и не всегда, а кварц отчетливо резорбирует и замещает полевые шпаты.

Такая минеральная ассоциация указывает на то, что процесс метасоматоза и ассимиляций здесь происходил при еще более низких температурных условиях, чем обычное образование мигматитов и что воздействующая магма была насыщена водяными парами. Интересно отметить также и то, что местонахождение этих процессов приурочено к основанию кровли свиты сланцеватых амфиболитов (Толпьвыд I и Подвыд) или же к впаянным ее корням (т. Ионкедьгвыд).

Морфология процессов мигматизации описывалась мною ранее и в данном случае не выходит за пределы обычного разнообразия форм, связанных с согласными интрузиями.

33. О ГЕНЕЗИСЕ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ

Приблизительно тот же характер изменений минералогического состава имеют и порфировидные граниты, обладая редко аляскитовым типом, чаще являясь нормальным биотитовым гранитом или гранитосиенитом и, наконец, образуя крайние диференциаты—аплиты и пегматиты.

Несмотря на хорошую сохранность породы, о порядке кристаллизации порфировидных гранитов судить очень трудно.

О порядке кристаллизации светлых минералов можно сказать следующее. С одной стороны, включение идиоморфного плагиоклаза в микроклин и, хотя редкий, идиоморфизм свободного плагиоклаза по отношению к тому же микроклину указывают на более раннее выделение плагиоклаза. С другой стороны, образование порфировидного микроклина указывает на избыток этого компонента по отношению к эвтектике гранита, характеризующейся по Фогту отношениями: 31% Or + 43% Ab (+ An) + 26% Qu (J. Vogt, III, *199, 287, 290, 291*), тогда как по анализу одного из наших образцов гранита имеются следующие числа: 35.4% (Or + Mu) + 36.0% (Ab + An) + 20% Qu + 8% (Bt + Mgt).

Такие отношения указывают на избыток ортоклаза над плагиоклазом и общий избыток полевых шпатов по отношению к кварцу (39% Or + 39.2% Pl + 21.8% Qu), в сравнении с их отношениями в эвтектике гранита.

Кварц обычно располагается между зернами полевого шпата, причем по отношению к нему плагиоклаз часто идиоморфен, а микроклин имеет то неправильные синусоидные контуры, то иногда идиоморфен. Но, кроме того, исключая кварц мирмекитов, кварц изредка является включенным в полевые шпаты, имея иногда контуры корродированной бипирамиды. Такой случай мы имеем как раз для анализированного образца № 612, где имеется избыточные полевые шпаты, а не кварц.

Биотит очень редко замечался включенным в плагиоклаз и микроклин, обычно же располагается между ними, являясь то идиоморфным, то образуя кучки-аггрегаты, изредка ассоциирующие с эпидотом.

Такое его расположение затрудняет определение момента его кристаллизации.

Наконец, роговая обманка, обнаруженная в редких образцах, иногда является, как указывалось, первичной, но может быть в других случаях могла бы считаться ксеногенным минералом (?).

Амфибол (идиоморфный) иногда включен в плагиоклаз, или же ассоциирует с биотитом, им замещаясь. Помимо того, в этих же породах отмечена коррозия микроклина и замещение его плагиоклазом, который иногда содержится в породе в значительном количестве (поррьяс-граниты).

Совершенно очевидно, что все описанные взаимоотношения не укладываются в схему обычной кристаллизации расплава, ибо одновременно с кристаллизацией одних компонентов происходила реакция взаимодействия других с магмой, с образованием замещающих их новых минералов и т. д.

В настоящем случае раннее присутствие первичного амфибола, может быть, частью ксеногенного происхождения, и замещение его биотитом указывают на то, что последний, возможно, уже является здесь постериорной фазой по предсуществовавшему ему амфиболу.

В таком случае начинавшееся замещение амфибола биотитом требовало расходования калиевого полевого шпата расплава, с одной стороны, и вызывало, с другой стороны, переход в расплав алюмосиликата кальция из амфибола.

Первый процесс нарушал насыщение расплава калиевым полевым шпатом и или отодвигал начало его кристаллизции до окончания реакции замещения, или же, если калиевый полевой шпат частью являлся уже раскристаллизованным, нарушая равновесие, вызывал частичный переход его в раствор (резорбция). Второй же процесс мог вызывать насыщение раствора алюмосиликатом кальция и вызвать начало кристаллизации плагиоклаза, если температура еще была высока, или даже клиноцоизита или эпидота, если температура была значительно понижена (см. уравнение Angel, гл. VI, стр. 288).

Такая гипотеза объясняет редкое присутствие идиоморфной роговой обманки в плагиоклазе, наблюдавшееся замещение микроклина плагиоклазом в одних случаях, более раннюю кристаллизацию плагиоклаза в других случаях и, наконец, замещение амфибола биотитом, иногда в сопровождении эпидота. По окончании реакции замещения амфибола неизрасходованный калиевый полевой шпат начинает кристаллизацию, захватывая идиоморфный плагиоказ и образуя, благодаря своему избытку в расплаве и малому числу центров кристаллизации, порфировидные вкрапленники.

Однако, такая рабочая гипотеза требует проработки на более обстоятельно собраннном материале, чем при моих маршрутных исследованиях. В свете имеющихся материалов она не может быть применена безоговорочно. Почти повсеместно встречавшийся идиоморфизм плагиоклаза по отношению к микроклину требует признания повсеместной постериорной природы биотита, на что пока нет достаточных оснований.

Кварц в большинстве кристаллизовался, повидимому, последним, но в некоторых случаях включения кварца в полевом шпате говорят об обратном.

Часть таких включений, может быть, надо относить к ксеногенному кварцу, раннее же образование первичного кварца имеющимися данными не объяснимо.

Образование каемок альбита вокруг плагиоклаза, несомненно, является автометаморфным процессом, как это отметили Мекинен, Эсколя и Лодочников (E. Mäkinen, III, *209*, стр. 8; P. Escola, III, *127* и Лодочников, III, *33*, стр. 92).

Интересно также отметить всюду встречавшееся кучкообразное расположение биотита и постоянную приуроченность к этим аггрегатам идиоморфных крупных кристаллов сфена и минералов ортитовой группы (минералы этой группы требуют более обстоятельной проработки).

Также можно предполагать, не является ли фиксация TiO_2 в силикате связанной здесь с реакцией замещения предсуществовавшего минерала, богатого CaO (амфибол?). Имеющийся материал указывает на более обильное образование этих минералов в южной части массива Лебяжьей—Лицы (см. выше), где сохранились местами остатки корней висячей кровли и где можно иногда наблюдать включенный ксеногенный (?) амфибол.

Из описания было видно, что особенно отличительных черт порфировидные граниты различных массивов не имеют. Замеченные в имеющемся материале отличия могут уложиться в рамках вариаций каждого типа. Единственными более существенными отличиями, обратившими на себя внимание являются: 1) более частая встречаемость микроклина без решетчатого строения в гранитах Ара и в южной части массива Лебяжьей—Лицы, 2) приуроченность микропертита, главным образом, к гранитам, расположенным среди комплекса гиперстеновых диоритов и, реже, в гранатовых гнейсах и 3) различные цвета гранитов.

Цвет изучаемых гранитов, как видно из описания, имеет очень важное значение, приурочиваясь к гранитам различных массивов. Этот цвет, несомненно, связан с пигментацией полевых шпатов главным образом и в пределах одного и того же интрузивного тела подвергается некоторым колебаниям.

Ара-граниты, главным образом, мясо-красные, в среднезернистах разностях (аплитовидных) переходят в бледнокрасные или темно-красно-розовые (частью в мигматитах).

Поррьяс-граниты розовые, переходящие в бледнорозовые и может быть даже белые (в мигматитах).

Граниты Лебяжьей—Лицы светлокрасные или темнокрасно-розовые до розовых. В гнейсовых разностях и мигматитах цвета бледнее и белые (?).

В пегматитах имеем те же цвета—красный, розовый и часто белый, который для порфировидных гранитов встречен только в двух местах—частью, вероятно, как в самостоятельных интрузивных телах. Иногда пегматиты, расположенные в гиперстеновых диоритах, обладают желтоватым цветом (!).

Иногда отмечалось изменение цвета в одном и том же пегматитовом теле, правда, может быть, вызванное явлениями поверхностной пигментации, о чем мною говорилось при описании олигоклазовых гранитов.

Кроме того, было отмечено, что красные пегматиты секут белые и что жилы всех трех цветов белые, красные и розовые, как самостоятельные тела, встречаются в непосредственной близости среди одних и тех же заключающих их пород.

Этот эмпирический материал дает указание, что различие окраски гранитов отчасти связано с телами различного возраста, но вместе

с тем тела одного и того же возраста могут обладать различными цветами, очевидно, в зависимости от условий кристаллизации магмы.

А. Е. Ферсман делает попытку связать цвет полевого шпата с фазой кристаллизации пегматита, давая такую табличку (III, *50*, стр. 369):

Таблица 60

Фазы процесса	B	C	D	E	F	G	H. J. K.	L
полевой шпат	белый	темно-розовый	светло-розовый (орт.)					
	(плаг.) красн. микр.		(микр.) желтоватый зеленый (микр.)		белый (альб.)	голубоватый (альб.)		

Граница между фазами A и B принимается в 800°, между C и D—600°, E и F—500°, G и H—400° и K и L—100—50°.

К сожалению, нет уверенности, что эти эмпирические данные не имеют отклонений и являются всегда точно отнесенными к вышеприведенным фазам процесса.

Пользуясь ими как рабочей гипотезой, можно предполагать, что и наши пегматиты и, вероятно, граниты кристаллизовались при при различных температурных условиях—от более высокой к более низкой с цветами: белый (темнорозовый и красный), светлорозовой и, наконец, желтоватый. Это понижение температуры могло быть обусловлено содержанием летучих компонентов (для гранитов), количество которых связано в свою очередь с давлением.

Очевидно, что в таком случае ряд пегматитов и, вероятно, гранитов белых (темнорозовых и красных), светлорозовых и желтоватых кристаллизовался из магмы при последовательном обогащении летучими компонентами при соответственно повышающемся давлении.

Сопровождающие порфировидные граниты мигматиты обладают уже ранее отмеченными чертами. В них можно видеть также прекрасные примеры, подтверждающие ход трансформации минерального вещества по правилу серии реакции Боуена (N. Bowen). Интересно отметить здесь также аккумуляцию в этих образованиях розового сфена, минерала ортитовой группы, апатита и иногда магнетита (в роговиковоподобных мигматитах).

34. ПЕГМАТИТЫ

Вышеприведенные материалы, собранные при беглых наблюдениях над пегматитами, не могут, конечно, дать сколько-нибудь полной характеристики этих интересных геологических тел.

Можно указать лишь на следующие черты и особенности этих образований.

Пегматиты реже встречаются среди полей гранитов, их порождающих. Тела их, здесь распространенные, не обладают большой мощностью и бедны по своему минеральному разнообразию—встречены были биотитовые, мусковитовые и магнетитовые пегматиты.

Главным полем распространения пегматитов являются формации более древних пород и из них, пожалуй, на первом месте надо поставить свиты гранатовых и слюдяных гнейсов. О дальнейших деталях-см. в сводном описании. Вероятно и в этих полях в будущем можно будет наметить места наибольшего сосредоточия пегматитовых внедрений, как, например, северная полоса комплекса биотитовых гнейсов, но достаточного материала для этого еще не имеется.

Пегматиты могут быть, прежде всего, разбиты по цвету на группы белых, красных и темнорозовых, светлорозовых и желтоватых, цвета которых могут характеризовать различные фазы кристаллизации в порядке понижающейся температуры по Ферсману (III, *50*, стр. 369), как указано было выше.

Среди гранитных полей встречались только соответственных цветов пегматиты—розовые до красных.

По характеру залегания белые пегматиты, повидимому, преимущественно дают пластовые согласные интрузии и, реже, секущие сланцеватость по диагональным плоскостям и вкрест простирания. Розовые и красные пегматиты часто встречаются и в виде секущих жил. Наконец, редкие наблюдения над желтоватыми пегматитами указывают их секущее залегание.

В пегматитах каждой генерации (по цвету) секущие жилы моложе тождественных пластовых. Это имеет очень существенное значение для минералообразования, которое достигает, повидимому, более совершенных форм в секущих жилах. Материала не достаточно, чтобы делать дальнейшее различие между секущими и пластовыми жилами, но, повидимому, в первых и минеральный состав несколько разнообразнее (?).

По классификации А. Е. Ферсмана (III, *50*) наши пегматиты большей частью должны быть отнесены к орто- и мезотектитам и реже, повидимому, к эвтектитам.

Наблюдавшийся минералогический состав позволяет наметить две генетические линии: a) чистых и b) скрещенных пегматитов по Ферсману.

a) Чистая линия

I. Обычные пегматиты; по Ферсману—основной ряд, тип 1:

1) обыкновенные,

2) гранатовые.

II. Боро-фтористые, по Ферсману—основной ряд, тип 2:

3) шерловые,

4) мусковитовые.

III.

5) магнетитовые.

b) Линия скрещивания

IV.

6) магнетитовые (плагиоклазовые), по Ферсману — контактовые, тип. 15.

7) с гранатом,
8) с силлиманитом и кианитом,
9) со ставролитом,

} по Ферсману—контактовые, тип 20

10) плагиоклазовые по Ферсману—мигматические, тип 22.

Обычные пегматиты

Эти пегматиты сопровождают все типы гранитов. Цвета: белый розовый, красный, желтоватый. Состав: микроклин (пертитовый—красный, розовый и белый), олигоклаз, кварц и часто биотит. Изредка ортоклаз (белый), микропертит желтоватый, турмалин, мусковит, гранат и добавочные—циркон и апатит.

Гранатовые пегматиты

Встречались только среди поля гранатовых и слюдяных гнейсов и изредка среди гиперстеновых диоритов. Цвета: розовые и белый. Состав: микроклин, олигоклаз, кварц, гранат, немного биотита и мусковит и, иногда, турмалин.

Распространение этих пород среди поля гранатовых и слюдяных гнейсов как будто указывает на контактовую их природу по классификации Ферсмана. Однако вышеразобранный генезис граната и возможное его появление, независимо от синтектики, например в гранатовых диоритах (см. главу V—о гиперстеновых диоритах), меня склоняют к взгляду, что образование граната здесь связано частью с условиями кристаллизации и может быть в ряде случаев с явлениями смешения. Отмечу здесь, кстати, что даже в древних дайках диабаза, расположенных среди гранатовых гнейсов, иногда появляется гранат, указывая также и только на соответственно благоприятные условия при их метаморфизме.

Шерловые пегматиты

Встречались исключительно в поле гранатовых и биотитовых гнейсов. Цвета, главным образом, розовые и редко белые и красные. Состав: микроклин, олигоклаз (альбит), кварц, черный турмалин, немного мусковита. Один раз встретился маленький кристалл топаза и крупные кристаллы апатита.

Мусковитовые пегматиты

Чаще всего встречались среди поля гранатовых и биотитовых гнейсов, но наблюдались даже среди олигоклазовых гранитов и пр. Цвета: розовый, красный и, реже, белый. Состав: микроклин, олигоклаз, кварц, мусковит. Иногда апатит и шерл.

Кварцево-полевошпатовые жилы с мусковитом, вероятно, являются дальнейшей эволюцией этих типов пегматита.

Магнетитовые пегматиты (чистой линии)

Сюда мною отнесен условно магнетитовый пегматит с вараки Сухой на р. Туломе. Это розовый микроклиновый пегматит с крупными выделениями магнетита, переходящий в письменный гранит. В центральной части жилы расположены обособления кварца. Жила сечет кварцевые диориты и как будто не возбуждает подозрений о принадлежности к контактовому или мигматитовому ряду, к которым причисляет магнетитовые пегматиты А. Е. Ферсман (см. далее). Отметим также, что магнетит указывается Ниггли в его типах 2—гранатовом, 5—ниобо-танталовом и 6—боро-фторовом пегматитах (P. Niggli III, *218*, стр. 178, 182, 183, 185). Следует ли всякое появление магнетита в пегматитах относить к линии скрещивания—является вопросом очень трудным. Можно лишь отметить, что в последнее время в дискуссиях особенно большое внимание уделяется вопросу выделения руды в последнюю фазу кристалилзации основных пород (см., например, C. Fenner, III, *128*, стр. 255 и 129, стр. 539). Если вспомнить, что также и в описанных выше комплексах гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов и, наконец, порфировидных гранитах часто обнаруживалось мезостатическое расположение магнетита, то признание появления магнетита по „чистой линии" пегматита, может быть, не покажется невероятным.

Магнетитовые пегматиты мигматитового ряда

Встречены среди гнейсо-диоритов и мигматитов порфировидных гранитов и гнейсо-гранитов Цвет—красный и серый. Состав: олигоклаз, микролин (мало), кварц и магнетит. Обильное присутствие плагиоклаза и заставляет относить эти пегматиты к плагиоклазитам мигматитового ряда Ферсмана.

Пегматиты с гранатом, силлиманитом, и кианитом

Встречены среди гранатовых гнейсов и гиперстеновых диоритов. Цвета—белые и бледнорозовые. Состав: в одних случаях, помимо микроклина, плагиоклаза и кварца, присутствуют гранат и силлиманит и биотит, в других случаях—только силлиманит и биотит и, наконец, силлиманит, кианит и биотит. Кианит, повидимому, переходит в силлиманит. В пегматитах среди гиперстеновых диоритов (по ж.-д. линии) выделения граната достигают крупных размеров и скоплений. В двух местах в таких пегматитах наблюдался молибденит.

Хотя одновременное присутствие в окружающей породе и в пегматите силлиманита и граната и указывает на возможность смешения, но напомним, что Ниггли подобную ассоциацию минералов с корундом считает первичной (тип 3, P. Niggli, III, *218*, стр. 178 для пород, бедных кремнеземом, не десилицифированных).

Пегматит со ставролитом

Встречен в гранатовых гнейсах со ставролитом и представляет тектонит мигматитового белого пегматита. Напомним, что уже раньше Коллинс наблюдал ставролит в пегматитах и мигматитах Канады (W. Collins, III, *108*, стр. 87).

Плагиоклазовые пегматиты

Встречены в ассоциации с основными породами типа амфиболита или даже перидотита. Обычно—белый или серый цвет. Состав: олигоклаз, кварц, биотит и микроклин (немного). В контакте с перидотитом т. Толпьвыд I этот пегматит развит в виде оболочки на розовом микроклиновом пегматите. Как уже отмечалось, перидотит последовательно переходит в актинолитовый и биотитовый фельзы со сфеном. В том же роде повторяются соотношения и с другими породами. Часть таких пегматитов с побережья западного Мурмана может быть отнесена мною к олигоклазовым пегматитам. В последних, в биотите, встречен был молибденит.

Магнетитовые пегматиты с плагиоклазом должны быть отнесены к этой группе.

Из всего приведенного о минеральных ассоциациях пегматитов заслуживает особого внимания появление молибденита и ортоклаза.

Все отмеченные случаи указывают на присутствие молибденита исключительно в пегматитах, несущих те или иные признаки синтектики. Это чисто эмпирическое наблюдение может быть объяснено тем, что большая затрата тепловой энергии на реакцию растворения компонентов стенок окружающих пород, очевидно, приводила к возможности фиксации в пегматите молибденита.

Появление ортоклаза в древнейших гранитах (постботнийских) является исключительно редким явлением, как отметил это еще Мекинен (E. Mäkinen, III, *209*).

М. А. Усов (III, *48*, стр. 10) пытается установить, что ортоклаз является первоначальной формой выделения абиссальных пород и замещается затем мнкроклином благодаря медленному охлаждению или действию минерализаторов.

Позже Эсколя указывает, что в действительности эти соотношения гораздо сложнее, и, с одной стороны, ортоклаз является устойчивым при более высокой температуре, образуясь из микроклина при нагревании (E. Dittler u. A. Köhler, III, *111* и P. Eskola, III, *120*, стр. 54), а, с другой стороны, является и более низкотемпературным образованием появляясь в микропегматитах рапакиви вместе с альбитом и эпидотом и кварцем (P. Eskola, III, *119*).

Наконец, известен еще адуляр, который в альпийских жилах по Кёнигсбергеру образуется в температурном интервале 450—350° (Königsberger, III, *192*, *191*, стр. 46).

Совершенно очевидно, что в наших пегматитах мы имеем дело с высокотемпературной модификацией ортоклаза, сохранившейся в редких случаях и большей частью перешедшей в микроклин.

35. ЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО И ПЕРИМАГМАТИЧЕСКОГО АДДИТИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Гранитные интрузии производят не только образование поясов мигматитов, описание которых было выше приведено. Может быть является еще более обширным их контактовое воздействие, проявлявшееся как в форме аддитивных процессов, так и чисто термальных изменений. Вышеописанные явления имбибиции гранитными эманациями пород комплекса гранатовых и слюдяных гнейсов, амфиболитов и т. д. дают многочисленные примеры такого воздействия.

С другой стороны, само возникновение биотитовых гнейсов и вышеописанной гранатовой их фации и т. д. обязано в известной степени термальному воздействию, исходившему со стороны микроклиновых гранитов (и других более древних интрузий).

К сожалению, плохая обнаженность приконтактовых поясов не позволяла остановить внимание на специфичных особенностях контактовых изменений, связанных с эманациями летучих компонентов.

По немногим материалам и, главным образом, по петрографическому изменению различных пород можно предполагать, что эти эманации привносили в окружающие породы:

1) бор: турмалинизация гнейсов и амфиболитов,

2) железо: образование скоплений магнетита в роговиках главным образом,

3) титан и редкие земли и радиоактивные элементы: образование сфена, ортита и иногда циркона, с полихроичными ореолами в биотите (и амфиболе),

4) хлор или CO_2: вызывая образование скаполита в амфиболитах (см. гл. IV),

5) фосфор: вызывая образования апатита в роговиках и амфиболитах (см. гл. IV).

6) молибден: может быть сюда надо отнести биотито-турмалиновые фельзы с чешуйками молибденита, обнаруженные в кианитовых гнейсах у порога Калепухи на р. Туломе (II, *60*, стр. 20). В главе о гранатовых гнейсах указывалось также, что здесь же присутствует куммингтонитовый фельз с пиритом, происхождение которого мною связывалось условно с интрузией грано-диоритов или гиперстеновых диоритов. Во всяком случае, небольшие массы микроклиновых гнейсо-гранитов развиты южнее и севернее этой неширокой полосы гранатовых гнейсов, в которых и наблюдалось это образование сульфидов.

7) серу: кроме молибденита, в районе губы Малой Лицы в красном граните наблюдалась мелкая вкрапленность пирита.

В этом отношении вызывает интерес магнитная аномалия на т. Попова, открытая там проф. Б. А. Поповым в 1899 г. и разысканная и описанная мною в 1927 г. (А. А. Полканов, II, *59*). Здесь интересно расположение небольших аномальных пятен в полосе между обнажениями порфировидных гранитов и габбро-амфиболитов. Как мною указывалось, отсутствие обнажений не позволило установить причины аномалии, но одной из возможностей является возникновение контактового типа скопления руд, вызывающих аномальное нарушение в нормальном магнитном поле.

36. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБЛАСТЯМИ

Недостаточная геолого-петрографическая и химическая исследованность наших гранитов затрудняет производить сравнение их с другими хорошо изученными областями Фенноскандии.

Прежде всего отметим, что граниты, кратко описанные Хаусеном (H. Hausen, III, *164*, стр. 25) из соседней области р. Печенги, по минералогическому своему составу и структуре в общем схожи с некоторыми не порфировидными представителями описанных мною гранитов. Здесь, по Хаусену, развиты только пегматитовые, аплитовидные, среднезернистые до грубозернистых и, наконец, пятнистые граниты (Flecken granit), обладающие красными до серых цветами и образующие поля мигматитов.

Описываемые Хаусеном структура и минералогический состав близки нашим среднезернистым и пегматитовым гранитам, а проводимый им химический анализ (II на табл. LIX и LX) указывает на принадлежность этих пород к аплитовому ряду нормального гранита или гранита рапакиви (по классификации Ниггли).

Схожие граниты, по указанию Хаусена, описывались Гейером (P. Geijer, III, *142*, стр. 321) в районе рудного поля Сюдварангера и Холтедалем (O. Holtedahl, III, *185*, стр. 148) в норвежском Финнмаркене у Карльботн (Karlbotn).

Из известных гранитов в Финляндии наши граниты имеют со многими некоторые черты сходства.

Так, несколько схожи по химическому составу (IV на табл. LIX и LX) некоторые из Ryskär-гранитов, описываемых Седерхольмом (J. Sederholm, III, *256*, стр. 113) и относимых Эскоя к группе древних гранитов (Urgranite) (южн. Финляндия) (P. Eskola III, *125*, стр. 88). Несколько большее содержание MgO и CaO, судя по описанию Седерхольма, надо относить за счет ассимиляции чуждого материала, так как редко можно наблюдать пегматитовый характер этих гранитов. Однако отсутствие порфировидной структуры и постоянное преобладание плагиоклаза над микроклином делают эти граниты отличными от описанных мною (или сходство только частичное). По Седерхольму

эти граниты являются постботнийскими и предшествовали ханге-гранитам (Hangegranit).

Таблица 61

	I	II	III	IV
SiO_2	71.06	72.71	71.08	70.31
TiO_2	0.19	—	0.29	0.38
Al_2O_3	15.27	15.26	14.26	15.45
F_2O_3	2.28	0.32	1.12	0.25
FeO	0.58	0.29	2.31	2.30
MnO	—	—	Sp	—
CaO	1.63	1.17	0.96	2.40
MgO	0.61	0.07	0.53	1.15
K_2O	4.89	4.97	5.61	3.91
Na_2O	3.29	4.75	3.49	3.33
H_2O 110°	0.60	—	—	—
H_2O 110°	0.10	0.47	0.60	0.62
P_2O_5	—	0.16	Sp	0.08
	100.50	100.17	100.25	100.28

Таблица 62

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	сеч.
I	338	43	18.5	8.2	30	0.49	0.23	0.44	IV
II	396	48	3.2	6.8	41	0.40	0.2	2.1	VII
III	357	42	18.0	5	35	0.52	0.22	0.29	III
IV	325	41.5	18	12	28.5	0.50	0.45	0.67	IV/V
V	384	44	14.5	9.5	32	0.64	0.35	0.63	V

I—грубозернистый красный гранит с р. Колы. Кольский п-в; № 612 (см. выше).

II—красный аплитовидный гранит. Трифоново озеро. Кольский п-в (H. Hausen, III, *164*, стр. 27).

III—красный грубозернистый онасгранит. Пеллинг область, южная Финляндия (V. Hackmann, III, *156*, стр. 37).

IV—красный рюскер-гранит (Ryskärgranit). Пеллинг область, южная Финляндия J. e erholm, III, *256*, стр. 117).

V—ханге-гранит (Hangögranit). Skarvkyrkan S. v. Ekenos, южная Финляндия (J. Sederholm, III, *241*, стр. 304).

Выше уже отмечалось сходство некоторых из наших порфировидных гранитов южной части массива Лебяжьей—Лицы с гранитами Përnio из области Ориярви в Финляндии (P. Eskola, III, стр. 17). Приводимый Эсколя анализ заставляет причислять эти граниты к энгадинитовой и аплит-гранитовой магме по классификации Ниггли. Эти граниты входят по Эсколя в состав группы береговых гранитов южной Финляндии (Küstengranite), среди которых некоторые из ханге-(Hangö) гранитов имеют также схожий химический состав (IV на табл. LIX и LX) и сходство структуры (переход в грубозернистые и порфировидные) минералогического состава и цвета дополняют эту картину (P. Eskola, III, *125*, стр. 97; J. Sederholm, III, *256*, стр. 97; J. Sederholm, III, *241*, стр. 304).

Ханге-граниты Седерхольм считает наиболее молодыми из постботнийских гранитов.

Общий характер этой группы гранитов (серархейских по Högbohm'y) близок очень нашим гранитам.

Общими чертами обеих групп гранита является то, что они

1) образуют несогласные интрузии,

2) имеют постоянство состава в сравнительно узких пределах, не дающее при диференциации резко отличающихся типов пород.

3) обладают способностью образований обширных полей мигматитов,

4) сопровождаются огромным количеством пегматитов,

5) содержат почти исключительно микроклин,

6) не содержат флюорита, что вместе с (5) отличает эти породы от субиотнийских рапакиви.

Однако нельзя не указать на сходство химического состава нашего гранита (1) с гранитом онас (Onasgranit) III, по Седерхольму относящимся к группе рапакиви-гранитов, несмотря на то, что в нем присутствует не ортоклаз, а микроклин (J. Sederholm, III, *256*, стр. 85).

Все приведенные данные лишь указывают нам, в связи с высказанными мною соображениями об относительном возрасте наших интрузий, сколь большой проработки требуют все поставленные мною вопросы от будущего исследователя.

Глава X

КОМПЛЕКС ТУНДРЫ КУЧИН [1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Тундра Кучин, расположенная близ нынешней границы с Финляндией, впервые посещена была в 1899 г. проф. Б. А. Поповым. На десятиверстной геологической карте, найденной в архивах Ф. Н. Чернышева и составленной Б. А. Поповым, на т. Кучин обозначены кристаллические сланцы. Материалы экспедиции Б. А. Попова остались неопубликованными (II, *63*).

Открытие же описываемого в этой главе комплекса пород, по-видимому, принадлежит геологу С. А. Конради, который посетил в 1912 г. соседние Печенгские тундры, ныне находящиеся на территории Финляндии (II, *40*, стр. 122; III, *23*).

В кратком годовом отчете говорится, что автором найдены были здесь кристаллические известняки, глинистые сланцы, конгломераты, уралитизированные породы и выходы перидотитов, слагающие эти тундры.

В 1925 г. т. Кучин была посещена мною, и на ней были обнаружены развитыми метадиабазы и шаровые лавы главным образом (II, *54*).

В 1926 г. мне удалось снова пересечь южный конец тундры Кучин и обнаружить здесь породы, которые можно принять за измененные осадки или туфогенный материал и собрать дополнительный материал, позволивший составить ниже излагаемое представление о геологическом строении этого района (II, *56*).

Почти одновременно с этим Печенгские тундры в Финляндии исследовались финским геологом Хаусеном (H. Hausen, III, *164*) и позже Вегманом и Седерхольмом (C. Wegmann, III, 296; J. Sederholm, III, *243*), которые дали интересную и полную картину геологического строения этой области, которая проливает свет на некоторые стороны геологического строения и нашей территории, оставшиеся еще неясными после моих маршрутных работ.

ГЕОЛОГИЯ

2. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Посещенная мною юго-восточная часть группы тундр Кучин оказалась сложенной почти исключительно измененными основными магматическими породами.

---

[1] См. также главу XV, §§ 5 и 6.

Сравнительно высокая стойкость этих пород по отношению к морозному выветриванию (отсутствие россыпей) и к ледниковой эрозии была одной из причин того, что группа этих тундр морфологически значительно возвышается над окружающим ее районом.

В самом деле a) с юга к группе этих тундр примыкает депрессия оз. Одежяур, сложенная, вероятно, гранитами (?), и ранее описанный более низкий хребет Толпьвыд I, сложенный сланцеватыми амфиболитами, b) с востока—плоская тундра Ионкедьгвыд, сложенная гнейсо-гранитами и депрессия истоков р. Китовки, c) с севера, неподалеку за посещенным районом (см. карту), расположена обширная лесистая депрессия р. Китовки (15—20 км шириной), отделяющая группу т. Кучин от Печенгских тундр в Финляндии, изученных Хаусеном и Вегманом, и, наконец, d) с запада—непосещенная мною группа более пониженных тундр, вытянутых приблизительно в меридиональном направлении и, вероятно, сложенных породами того же комплекса (судя по морфологическому сходству этих тундр).

Маршрутный характер работ (при отсутствии топографической основы) и сравнительно плохая обнаженность тундр дали очень немного материала для выяснения их геологического строения.

Из этого материала прежде всего видно, что весь посещенный район сложен, главным образом, магматическими образованиями и лишь в незначительной части породами, в которых можно признать седиментогенную природу.

К последним, или может быть к измененным туфогенным образованиям, можно отнести амфиболовые сланцы, состоящие из актинолит-тремолита и кварца, и в другом случае, помимо того, плагиоклаза. Один из таких выходов был встречен у юго-восточного основания тундры и имел при сев.-вост. простирании (45°) падение на СЗ (55°), а второй—близ IV вершины т. Кучин и имел ЗСЗ простирание (95—105°); в выходах сланцеватых пород, расположенных южнее его, падение было на ЮЗ под $< 65—85°$. Мощность этого выхода достигает 80—100 м.

Среди дериватов основных пород были отмечены:

1) Метадиабазы (амфиболизированные), почти всегда осланцеванные с образованиями „flaser“ диабазов и, частью, даже сланцеватых амфиболитов с уралитовой (актинолитовой) роговой обманкой.

2) Актинолитовые сланцеватые породы и сланцы, возникшие, вероятно, за счет пироксенитов или перидотитов (?).

3) Амфиболит-мандельштейны—редкие выходы частью в ассоциации с вышеуказанным выходом амфиболового сланца седиментогенной или туфогенной природы.

4) Шаровые лавы, образованные плагиоклазовыми порфиритами (альбитизированными) и находящиеся с ними в связи плотные сланцеватые амфиболиты, образовавшиеся, вероятно, за счет пород эффузивного характера.

Наконец, среди всех этих пород встречались изредка секущие жилки полевошпатовых пород, эпидото-кварцевые и, наконец, кварцевые жилы.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В распределении перечисленных магматических пород можно подметить, на основании собранного материала, следующие особенности. См. блок-диаграмму—приложение вместе с картами.

Метадиабазы и их сланцеватые дериваты слагают, главным образом, юго-восточную и южную часть т. Кучин. На юго-восточном склоне тундры отлично отмечается, что осланцованность этих пород возрастает по мере приближения к основанию тундры, но, кроме того, сильно сланцеватые пояса пород встречаются и на вершине тундры.

В поле развития этих метадиабазов встречены и другие породы.

Так, сюда надо причислить выход актинолитового сланца на восточном склоне тундры, вероятно, образовавшегося за счет перидотитов или пироксенитов (?).

Близ четвертой вершины т. Кучин встречены сланцеватые амфиболит-мандельштейны и такой же другой выход на южном склоне той же вершины.

Наконец, к этому же полю приурочены оба выхода амфиболовых сланцев, в которых можно подозревать первоначально туффитовую или седиментогенную породу.

Эти последние породы, а также сланцеватые метадиабазы имеют ЗСЗ простирание в западной части этого района, которое в восточной части тундры изменяется постепенно в северо-восточное, следуя, приблизительно, внешнему контуру тундры. Соответственно этому падение в этих частях на север и на северо-запад (до 55°); но несколько далее внутрь тундры падение становится крутым и направлено на юг (65—85°).

На северных склонах главной (I) вершины т. Кучин и далее на первой, третьей и, вероятно, второй возвышенности хребта Куайвнюнь развиты плотные амфиболовые сланцы или, частью, сланцеватые амфиболиты, которые отделяют поле развития метадиабазов от поля распространения шаровых лав. Распределение простирания их сланцеватости, приблизительно, то же, что и для метадиабазов, а падение под крутыми углами частью на юг, а частью на северо-запад и запад.

Наконец, шаровые лавы слагают северную часть второй и четвертой возвышенностей хребта Куайвнюнь.

Все эти данные позволяют предполагать, что, вероятно, метадиабазы с подчиненными им актинолитовыми сланцами (метапироксениты), амфиболит-мандельштейнами и амфиболовыми сланцами залегают в основании здесь развитой свиты и что на них налегает серия

сланцеватых (плотных) амфиболитов, венчающаяся шаровыми лавами.

Дислоцированность всей этой свиты достигала очень большой напряженности, что сказывается не только в крутых углах падения, но и в сильной осланцованности магматических образований.

С прилегающими с востока гнейсо-гранитами непосредственного контакта не наблюдалось, как не наблюдалось и апофизов интрузий гранита в зеленокаменные породы.

Поэтому можно предполагать (см. блок-диаграмму), что свита зеленокаменных пород моложе этих гранитов и, вероятно, имеет с ними тектонический контакт, тянущийся по восточному краю тундры, с одной стороны, в направлении к Финляндии, а с другой стороны— огибая тундру с юга и отделяя эти образования от комплекса сланцеватых амфиболитов т. Толпьвыд, как указывалось это раньше (см. гл. VII).

Вдоль этого разрыва породы описываемой свиты были опущены по отношению к окружающим гранитам, что подтверждается и тем, что метадиабазы окраинной части тундры Кучин очень сильно осланцованы (см. описание выше).

Обращаясь к исследованиям Хаусена, Вегмана и Седерхольма в прилегающей к нашему району Финляндии, мы находим у них ряд данных, которые дополняют описанную мною картину (H. Hausen, III, *164*; C. Wegmann, III, *296*; J. Sederholm, III, *243*).

По этим работам можно видеть, что на северо-западе от изученного мною района, отделяясь от него депрессией р. Китовки, расположилась группа Печенгских тундр, сложенная комплексом, главным образом, магматических основных пород общей мощностью, по Вегману, в 10—15 км. Из этой свиты всего каких-нибудь 2% приходится на осадочные породы.

Схематический разрез этой свиты, составленный Вегманом, указывает, что в ее основании лежат конгломераты, в состав которых входят валуны микроклиновых гранитов (Töllevi—Naeverskrugvand). На конгломератах залегает свита диабазов с заключенными в них мандельштейнами, шаровыми лавами, туффитами и конгломератами, доломитами и сланцами и, наконец, конгломератами, аркозами и снова сланцами. Эта свита перекрывается рудной зоной (пропилиты по Хаусену) со сланцами и перидотитами общей мощностью 100—150 м. Еще выше лежат опять диабазы с шаровыми лавами и агломератами, перекрываясь на юге метаандезитами (по Хаусену).

Вся свита, изгибаясь дугообразно, падает на юг и юго-запад, погружаясь, кроме того, по мере движения, на юго-восток, т. е. к депрессии р. Китовой, вслед за которой (через 15—20 км) появляется и описанный мною комплекс пород т. Кучин.

Судя по данным Вегмана, а также отчасти Хаусена, в западной части района Печенгских тундр обнажаются более низкие горизонты

этой свиты вплоть до базальных конгломератов, тогда как в восточной части тундры, наоборот, наблюдаются ее более высокие горизонты.

Обратные отношения, как указывалось выше, мы имеем на т. Кучин. Посещенные южная и юго-восточная части тундры сложены более низкими горизонтами развитых здесь пород (подстилающими), которые по направлению на северо-запад сменяются, повидимому, более высоколежащими шаровыми лавами (если здесь нет опрокинутого залегания?).

Очевидно мы имеем здесь грубо-симметричное строение всей дуги с воздыманием свиты на северо-западном ее конце—в Финляндии и юго-восточном конце—в СССР. В обоих этих крайних районах, кроме того, из под изучаемого комплекса пород появляется еще более низко лежащая свита сланцеватых амфиболитов, может быть, ботнийского возраста (?) (см. гл. VII о сланцеватых амфиболитах).

Само собой разумеется, что предположение о таком строении может быть сделано только при условии отождествления образований, развитых на нашей территории с таковыми же соседней Финляндии.

По поводу этого отождествления можно высказать следующее предположение. Развитые на т. Кучин метадиабазы и пр. всего более схожи с описываемыми Хаусеном (III, *164*, стр. 82) амфиболизированными и частью динамо-метаморфными типами зеленокаменных пород с западной части Печенгских тундр.

Обращаясь к выше приведенному геологическому разрезу Печенгских тундр, составленному Вегманом, можно видеть сходство развитых на т. Кучин образований как с нижней частью свиты Печенгских тундр, подстилающей сульфидоносную рудную зону со сланцами и перидотитами, так и с той частью свиты, которая налегает на ту же рудоносную зону, т. е., наоборот, с высокими горизонтами той же печенгской свиты.

Имеющиеся в моем распоряжении данные не позволяют решить этот вопрос однозначно, ибо и степень измененности пород, развитых на территории Союза, не может быть достаточно надежным критерием в этом отношении, так как, судя по данным Хаусена, сланцеватые зоны в зеленокаменных породах появляются и выше отмеченного пояса оруденения.

Можно лишь сказать, что если в отложениях т. Кучин мы имеем дело с нижней частью печенгской свиты, то на запад и северо-запад от пояса развития шаровых лав можно здесь ожидать появление более высоких горизонтов свиты и, в частности, отмеченной зоны сульфидного оруденения. Район этот как раз будет приурочиваться к непосещенной мною части тундры вплоть до границы с Финляндией. При таком геологическом строении т. Кучин опускание всей свиты по указанному ранее разрыву могло бы быть, очевидно, и не столь значительным.

И обратно, если в отложениях т. Кучин мы имеем дело с частью свиты печенгских тундр, лежащей над зоной оруденения, то на запад и северо-запад от исследованного района (т. е. в непосещенной части) должны быть развиты еще более высокие горизонты свиты вплоть до метаандезитов. Зона оруденения в таком случае лежит под метадиабазами, и опускание всей свиты, слагающей тундру, по указанному сбросу должно иметь гораздо бо́льшую амплитуду, чем в первом случае.

Представление о такого рода геологическом строении допустимо только в том случае, если геологический разрез печенгских тундр удерживается и для образований т. Кучин, что в данный момент не может быть подтверждено материалом моих исследований, а также и тогда, если в посещенном мною районе не появляется каких-либо новых усложнений геологического строения.

4. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Вопрос о возрасте комплекса не является вполне ясным. Хаусен в своей работе условно причисляет образования т. Кучин к палеозою (H. Hausen, III, *164*). Эскола в своей сводной работе о петрографии Финляндии причисляет их к карельской формации (P. Eskola, III, *125*). Седерхольм в последнем издании геологической карты Финляндии изображает печенгскую свиту палеозойскими образованиями, а в сопровождающем тексте, как и в работе своей о свите Сюдварангера, рассматривает их отдельно от палеозойских образований Рыбачьего п-ва, считая их древнее кембрия, или поздне-прекембрийскими (J. Sederholm, III, *245*, *243*). Точно так же, отдельно от осадков палеозойского цикла, рассматривает свиту Печенгских тундр и Вегман (C. Wegmann, III, *296*).

Мне думается, что в свете имеющихся материалов наиболее правильно причислять свиту этих пород к группе карельских образований, как это сделал впервые Эскола и затем Вегман[1] (см. прилагаемые к их работам карты).

В пользу такого стратиграфического положения всей свиты говорят и тектонические движения, которым она подверглась. Хаусен, Вегман и Седерхольм[2] в цитированных работах указывают на то, что давление при дислокациях было направлено в общем с юга и юго-востока в западной части Печенгских тундр и с юго-запада и может быть с запада в восточной части Печенгской тундры и в районе т. Кучин, посещенном мною.

---

[1] Вегман, обозначая на карте эти отложения карельскими, в описании называет их тундровой формацией (Tunturiformation), рассматривая ее отдельно от карелид (!).

[2] В новейшей своей работе, не использованной мною в этом труде, Седерхольм образования Печенги тундры ставит предположительно между ятулием и иотнием (J. Sederholm, III, *320*).

Тогда как нам известно, что в эпоху каледонского диастрофизма движения шли направленными с севера и северо-востока (Варангер п-в и Рыбачий п-в, см. А. А. Полканов, II, *53* и Вегман, III, *296*).

Хаусен и Вегман в тех же работах указывают, что интрузии перидотитов и привнос сульфидов (пропилитизация) являются наиболее молодыми образованиями комплекса. Только возрастное положение метаандезитов Печенгских тундр остается неясным, и если аксинитовые жилы, секущие серпентиниты, связаны с андезитами, то и последние являются моложе серпентинитов. Но, кроме того, Вегман считает возможным связывать появление аксинитовых жил с глубокозалегающими и, пока неизвестными, более кислыми и более молодыми интрузиями.

Все эти данные очень интересны для выяснения возраста выходов перидотита, обнаруженного мною на тундрах Толпьвыд I, Чоксолосварь, Кеулик и, наконец, Подвыд и описанных мною в главе о комплексе сланцеватых амфиболитов. В общем там мною указывалось, что интрузии этих перидотитов, вероятно, сопровождали крупные дислокации, которые произвели разрывы и вертикальные перемещения в ботнийских (?) сланцах и постботнийских (?) гранитах, но, кроме того, сами перидотиты на т. Толпьвыд I подверглись изменению от контактового воздействия пегматитовой жилы гранита. (См. конец этой главы § 9 о возрасте).

Все эти данные позволяют предполагать, что и наблюдавшиеся мною перидотиты могли принадлежать к интрузиям карельского возраста, и в таком случае, кроме того, допустить существование еще более молодых посткарельских интрузий гранита.

В свете этих представлений могли бы быть понятными и олигоклазовые жилки, наблюдавшиеся изредка секущими комплекс зеленокаменных пород т. Кучин.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

5. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В состав карельской свиты, слагающей т. Кучин, входят следующие группы пород:

1) метадиабазы,
2) диабазовые порфириты (из шаровой лавы),
3) амфиболит-мандельштейны, (метамандельштейны),
4) актинолитовые сланцы,
5) амфиболовые сланцы,
6) жильные образования.

6. МЕТАДИАБАЗЫ, ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ (PILLOW LAVAS), АМФИБОЛИТ-МАНДЕЛЬШТЕЙНЫ И АМФИБОЛОВЫЕ СЛАНЦЫ

Метадиабазы осланцованные (обр. №№ 1351, 1352, 1355, 1357, 1358, 1485—1487)

Повидимому, метадиабазы являются одной из наиболее распространенных пород в исследованной части т. Кучин, слагая, главным образом, южную и юго-восточную часть тундры (наиболее возвышенную).

Макроскопически эти породы обладают структурой от среднезернистой до крупнозернистой, имеют мезократовый характер, с различимым всегда полевым шпатом и всегда осланцованны, что и позволило определять их залегание.

Осланцевание этих пород проходит все степени от случаев, когда порода еще хорошо сохраняет первичную структуру (бласто-офитовую) (обр. №№ 1351, 1352, 1355, 1357, 1358, 1485—1487; см. микрофотогр. табл. VII, фиг. 4) к типам „flaser" диабазов (обр. №№ 1353, 1365, 1480, 1484, 1492) и, наконец, вплоть до сланцеватых уралитовых или актинолитовых амфиболитов (обр. №№ 1481—1483 а, 1488, 1489, 1491, 1493).

П. м. очень редко можно наблюдать сравнительно хорошо сохранившуюся структуру диабаза (обр. №№ 1355) (см. табл. VII, фиг. 4). В большинстве же происходящая грануляция плагиоклаза, иногда его переход в эпидот, уралитизация (пироксена) и, наконец, различная степень осланцевания нарушают, в конце концов, нацело эту структуру.

Встречающиеся среди этих пород сланцеватые амфиболиты, развитые в виде полос, вероятно, представляют крайнюю степень динамометаморфного изменения метадиабаза (бласто-милониты) (обр. №№ 1481—1483а, 1489, 1491 и 1493). Отметим здесь, что некоторые образцы таких пород очень близки к сланцеватым амфиболитам т. Толпывыд I, расположенной южнее (обр. № 1491). Может быть, впрочем, некоторые из них возникли из иного материала (обр. №№ 1488, 1491).

Минералогический состав этих пород очень однообразен—амфибол, плагиоклаз, эпидот, сфен, руда и карбонат.

Плагиоклаз всегда гранулирован, почти всегда без двойников и состава ряда андезина-олигоклаза (по показателю преломления). Частое расположение плагиоклаза мезостатически между уралитовыми кристаллами указывает на сравнительно основной характер породы; плагиоклаз переходит часто в эпидот (в осланцованных породах). Уралитового характера амфибол иногда идиоморфен и имеет зональный состав, с более интенсивными цветами по периферии, т. е. n_g : C = 15°; n_g бледноголубовато-зеленый > n_p бледно-зеленый > n_p бесцветный.

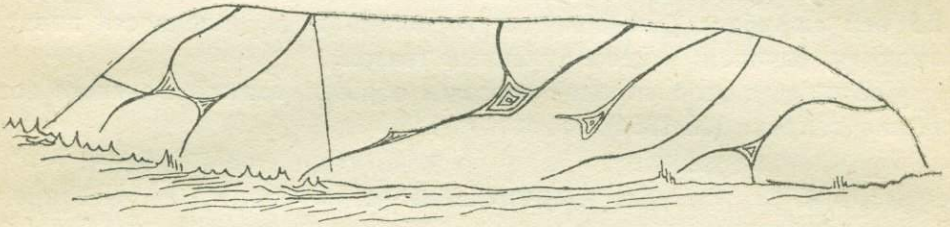
В сланцеватых амфиболитах амфибол то с цветами актинолита, то интенсивно голубовато-зеленого цвета по n_g.

Добавочные минералы—сфен и руда, иногда окруженная лейкоксеном.

Диабазовый порфирит из шаровой лавы (pillow lavas)

Шаровые лавы, как уже указывалось, распространены в северо-западной части осмотренного хребта Куайвнюнь.

Однако, в большинстве случаев эти образования сильно осланцеваны и нелегко поддаются пониманию. Прекрасное обнажение с хорошо сохранившейся текстурой обнаружено на северо-западной вершинке хребта (IV), где можно наблюдать несколько сплюснутые шаровые тела размером от 0.5—1.0 м и более в длину, плотно соприкасающиеся и огибающие друг друга, будучи разделенными, обычно, сланцеватой промежуточной массой (фиг. 12). Те же взаимоотношения лавовых пород, но с меньшей отчетливостью, благодаря осланцеванию, можно различать и в обнажениях на вершине второго того же хребта.



Фиг. 12. Шаровые лавы хребта Куайвнюнь из группы тундр Кучин. Общая длина выхода 3 м.

Шаровые тела сложены плотной зеленокаменной породой, п. м. обнаруживающей порфировое строение. Идиоморфные мелкие вкрапленники плагиоклаза изменены в альбит+эпидот. Последний иногда заполняет почти целиком псевдоморфозу. Основная масса представляет аггрегат актинолита (и эпидота) (обр. №1360). В другом случае порода оказалась сланцеватыми амфиболитами (обр. № 1361).

Порода, заполняющая промежутки между шаровыми телами (обр. № 1359) состоит из аггрегата актинолита и хлорита несколько сланцеватого.

Амфиболит-мандельштейн (обр. № 1490)

Сланцеватый амфиболит с пористой структурой на поверхности выветривания встречен был на IV вершине т. Кучин. В свежих изломах амфиболита поры эти сплюснуты и заполнены карбонатами и кварцем, что видно хорошо под микроскопом.

Основная масса сланцеватая и состоит из актинолита и полевого шпата. Добавочная руда. Возможно, что амфиболит этот образован из мандельштейна (или туфогенной породы).

Актинолитовые сланцы (обр. №№ 1354, 1478)

Актинолитовые сланцы развиты, главным образом, в промежутке между полем распространения метадиабазов и шаровых лав и спорадически встречались среди поля распространения метадиабазов.

В образце (№ 1354) с юго-восточного склона тундры Кучин сильно осланцованная порода оказалась состоящей исключительно из актинолита с мелкими вкраплениями пирита, вследствие окисления которого порода с поверхности покрыта лимонитом.

Приблизительно тот же характер, но без вкрапленности пирита, имеет образец, взятый с северного склона т. Кучин (№ 1478).

Амфиболовые сланцы (обр. №№ 1364, 1489)

Сланец состоит из актинолита, тремолита и кварца, встречен был на IV вершине т. Кучин, несколько южнее выхода мандельштейн-амфиболита. Мощность около 80 м.

П. м. видна сильно выраженная сланцеватость и вытянутость по ней амфибола (актинолит и тремолит) и вкрапленность пирита, видимая, впрочем, и невооруженным глазом.

Схожей с этой породой оказался образец, взятый с южного подножия т. Кучин (№ 1364).

7. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

В некоторых местах зеленокаменные породы описываемого комплекса пересекаются тонкими минеральными жилками (до 5—10 см мощности). Жилки эти то обладают резкими границами и ясно секут метадиабазы, то контуры их, наоборот, расплывчаты, и обе породы как бы связаны переходами.

По минералогическому составу можно выделить:

A) полевошпатовые жилки,

B) кварцево-эпидотовые жилки,

C) кварцевые жилы.

A) **Полевошпатовые жилки**—по составу плагиоклаза разделяются на:

a) олигоклазовые,

b) альбитовые.

a) Олигоклазовые жилки иногда состоят почти из одного олигоклаза (20% An), то аллотриоморфного, или же с развитыми гранями (010) и (001), в котором иногда ясно видна некоторая зональность состава (нормальная). Кроме того, встречается немного ксеногенного актинолита в обрывках (обр. № $1366_{1,2}$). В другом случае (обр. № 1477), кроме олигоклаза (22% An), содержится диопсид ($2V(\pm) + 58°$; $n_g : C = 45°$; $n_g - n_p = 0{,}022$; бледнозеленый) и амфибол ($2V(\pm) - 67°$; $n_g : C = 17$; n_g — бледноголубой $> n_m$ бледнозеленый $> n_p$, бесцветный). Добавочный—ильменит, окруженный лейкоксеном. Плагиоклаз раздроблен и иногда с гранями (010) и (001). Пироксен в крупных зернах или заполняет трещины раздробленного плагиоклаза (!) и переходит в амфибол,

b) альбитовые жилки (обр. № 1483). Жилка состоит почти из одного альбита (0% An), имеющего иногда грани (010) и (001) и переполненного кальцитом, главным образом, в центральной части зерна.

Кроме того, кальцит выделяется в мезостазисе между идиоморфным альбитом.

B) **Кварцево-эпидотовые жилки** (обн. $1477_{2,3,4}$, 1479)

Эти жилки состоят из клиноцоизита, кварца, амфибола ($2V$ (‡)—84°; $n_g : C = 16°$; n_g бледносине-зеленый $> n_m$ бледнозеленый $> n_p$ бледножелтый) и небольшого количества карбоната. Иногда заметна крустификация кварца. Наиболее вероятный порядок выделения: (эпидот + актинолит)—(кварц + актинолит)—кальцит.

ГЕНЕЗИС ПОРОД СВИТЫ КУЧИН

8. ПЕРВОНАЧАЛЬНАЯ ПРИРОДА ПОРОД КОМПЛЕКСА И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Вопрос о первоначальной природе отдельных типов пород изучаемого комплекса, во многих случаях, является не вызывающим сомнений.

Так, наиболее распространенные метадиабазы с сохранившейся бластоофитовой структурой несомненно являются амфиболизированными диабазами.

Постепенные переходы их к flaser-диабазам и сланцеватым уралитовым амфиболитам дают разгадку природы исходного материала и этих последних пород.

Только сланцеватые актинолитовые амфиболиты, не содержащие почти совершенно плагиоклаза или эпидота, вызывают сомнение о возникновении их за счет тех же пород. Вероятнее, может быть, для них признать за исходный материал более меланократовые породы той же магмы.

В актинолитовых сланцах не встречено никаких реликтов структуры первоначальных пород, но по аналогии с изменением в подобные же актинолитовые сланцы перидотитов с т. Чоксолосварь и Кеулик можно предполагать, что и эти породы произошли за счет перидотитов или пироксенитов (по крайней мере часть их).

Шаровые лавы и слагающие их порфириты также не вызывают никаких сомнений в их природе. Эпидотизация порфирового плагиоклаза и общая амфиболизация этих пород, при очень малой осланцованности, заставляет подозревать в них происходившие процессы автометаморфизма (спилиты).

Не возбуждают также особых сомнений амфиболит-мандельштейны, благодаря хорошо сохранившимся структурным особенностям этих пород.

Труднее вопрос о генезисе амфиболовых сланцев. Ассоциация минералов кварц- и актинолит-тремолит в этих породах позволяет предполагать седиментогенную природу исходного материала—типа известковистого (с $MgCO_3$) песчаника, или даже, может быть, туфогенную природу (туффитовая).

Ассоциация всех реставрированных пород дает комплекс — диабазов, мандельштейнов, порфиритов—в шаровых лавах и, наконец, небольшие тела ультраосновных пород. К ним приурочены незначительные по мощности отложения седиментогенной, или туфогенной природы.

Такая ассоциация позволяет предполагать, что в значительной своей части изучаемый комплекс пород сложен образованиями эффузивного типа. Может быть часть диабазов, по аналогии с таковыми в Печенгских тундрах в Финляндии, является интрузивными образованиями того же геологического возраста.

Изучение коллекции аналогичных пород, собранной С. А. Конради в 1912 г.[1] на Печенгских тундрах, показывает, что в Финляндии встречаются и породы спилитовой формации, что, между прочим, почему-то не указывается финляндскими исследователями (Хаусеном, Вегманом и Седерхольмом в цитированных выше работах).

Отмечая это для комплекса пород, слагающего Печенгские тундры, вместе с этим можно предполагать, что и в основных породах группы т. Кучин периоду метаморфизма под влиянием последующих дислокаций также предшествовал процесс автометаморфной амфиболизации пироксенов и эпидотизации и альбитизации плагиоклаза.

Дислокационные процессы довершали это изменение, продолжая развитие амфиболизации, сопровождаемой кристаллобластезом при диференциальном давлении, особенно усиленным в зонах интенсивных механических напряжений. Почти постоянное присутствие в этих породах эпидота препятствует причислению всей серии образований к амфиболитовой фации (с актинолитовым амфиболом) метаморфических пород в понимании Эсколя (P. Eskola, III, *124*).

В описании отмечалось, что седиментогенной природы амфиболовые сланцы и актинолитовые сланцы, образованные предположительно по ультраосновным породам, содержат мелкую рассеянную вкрапленность пирита.

Можно предполагать, по аналогии с месторождениями сульфидов на Печенгских тундрах в Финляндии, что происхождение этих сульфидов связано с циркуляцией растворов, сопровождавших эффузии или интрузии основных пород (диабазов или перидотитов на Печенгских тундрах).

---

[1] Коллекция хранится в Геологическом музее бывшего Геологического комитета—ЦНИГРИ.

9. О ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ

Если вопрос об образовании эпидото-актинолито-кварцевых и альбитовых жил мог бы быть разрешенным как результат действия эпитермальных растворов, то этого нельзя предполагать для объяснения образования описанных олигоклазовых жилок с пироксеном и амфиболом. Никакого видимого источника для их образования наблюдать мне не приходилось. Единственным близким примером были олигоклазовые жилки на т. Кеулик (!). Однако встретившийся в них диопсид имел скорее ксеногенный характер, и поэтому я счел возможным связывать, предположительно, образование всей серии этих жил с интрузией гранитов.

Если какая-либо аналогия в образовании подобных жилок в обоих районах имеется, то могут быть поставлены и следующие вопросы:

1) Если в обоих этих районах жилки эти генетически являются аналогичными и связанными с гранитами, то возможно, что и комплекс т. Кучин будет являться также старше каких-то интрузий гранитов (!).

2) В связи с этим может возникнуть вопрос об отождествлении возраста комплекса Кучин с комплексом сланцеватых амфиболитов развитых на тундрах Вымь, Кингерем и Кеулик. В таком случае или первый может оказаться более древним, или последний более молодым, чем это приписывается мною в этой работе.

3) С другой стороны, не исключена возможность аналогичных жильных образований в связи с гранитами разного возраста и, наконец, просто образования их в связи с какими-то другими процессами, ближе не известными и не имеющими связи с интрузиями гранитов.

Очевидно все эти вопросы надлежит разрешить будущему исследователю.

Глава XI

ФОРМАЦИИ ДАЕК ОСНОВНЫХ ПОРОД [1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Основные породы в жильном залегании под наименованием „диоритов" указывались для западного Мурмана Бётлингом еще в 1840 г. (W. Böhtlingk, II, *2*, стр. 192, 194).

Указания на развитие многочисленных жил „зеленого камня" и иногда приуроченных к ним месторождений сульфидов на протяжении от норвежской границы с Финляндией и до Святого Носа на Мурманском берегу мы встречаем также в работах Д. Киля, Буковецкого, Л. Подгаецкого и у М. Мельникова (II, *5*, *9*, *15*, *20*).

В. Рамсей в 1897 г. уже пытался эти тела разделить на более древние, куда относятся, по его мнению, бóльшая часть „бётлингских диоритов" и более молодые—неметаморфизованные диабазы, главным образом, восточного Мурмана (W. Ramsay, II, *25*), которые позже были подробно описаны Валем (W. Wahl, III, *252*) и А. Болдыревым (II, *36*).

А. К. Болдырев различает среди основных пород восточного Мурмана диориты, диорит-аплиты и диабазы. В диабазах им обнаружено присутствие оливина и базальтической роговой обманки.

Простирание жил перпендикулярно к берегу Северного океана, и жилы и большие массы диабаза приурочены к главному сбросу, идущему вдоль северного берега Кольского п-ва.

Возраст этого сброса Болдыревым определяется как верхне- или после-девонский, если считать осадки Рыбачьего п-ва и Кильдина принадлежащими к девонским отложениям (по Бётлингу).

В 1911 г. выходит работа Фиандта, в которой им описываются, с одной стороны, дайки диабаза, пересекающие осадочную формацию Рыбачьего п-ва, возраст которой им определяется как эокембрийский, и, с другой стороны, валуны диабазов в конгломератах тех же отложений (A. Fieandt, III, *135*). Так как последующими исследованиями П. В. Виттенбурга и Н. Н. Яковлева для осадочной формации Кильдина и Рыбачьего п-ва был установлен нижне-силурийский возраст, то соответственно повысился и возраст их пересекающих интрузий диабаза (см. А. А. Полканов, II, *51* и III, *11*).

---

[1] См. также главу XV, §§ 7 и 8.

При своих исследованиях мне в первые же годы пришлось встретиться с дайками основных пород в районе Кольского фиорда и обнаружить среди них ряд диабазов и пикрит-порфиритов, а также установить классическое проявление процессов палингенеза гранитов в контактах с диабазами (Полканов, II, *37* и *38*) и, наконец, один из прекрасных примеров гравитативно-кристаллизационной диференциации в лабрадоровом порфирите (А. А. Полканов, II, *61*).

Позже (1922, II, *51*), систематизируя свои наблюдения над дайками, главным образом, района Кольского фиорда и частью рек Туломы и Колы, я выделил среди них две обширные группы пород: 1) группу диабазов и 2) группу щелочных пироксенитов, авгитовых порфиритов и эссекситовых диабазов, которые давали в общей сложности 4—6 различных поколений интрузий.

Помимо того, анализируя возрастные взаимоотношения даек, а также механику возникновения открытых трещин разрыва и других типов молодых дислокаций, я высказал предположение о возникновении наблюдавшейся системы разрывных дислокаций, в том числе и формации даек, в результате действия тангенциального горообразующего давления, направленного с северо-запада и с северо-востока. Возраст этих дислокаций определялся мною как каледонский и, вероятно, герцинский (тиман-канинский), к которым, очевидно, и была приурочена часть интрузий основных пород (II, *51*).

Мои маршрутные исследования в последующие годы дали возможность лишь несколько пополнить материал наблюдений над формацией даек и явлениями дислокаций, но, к сожалению, не позволили сделать детального и углубленного исследования трещинной тектоники, что было бы совершенно необходимо для окончательного установления их истинной природы и механики возникновения самих трещинных интрузий.

Но в то же самое время собран был весьма обширный петрографический материал (около 400 дайк), представляющий специальный петрологический интерес и требующий специального монографического описания, которое мною будет сделано в специальной работе, тогда как в настоящем очерке будет дана лишь основная характеристика интрузивных тел обеих групп пород как геологических образований.

ГРУППА ДИАБАЗОВ

2. ГЕОЛОГИЯ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РАЗДЕЛЕНИЕ

Если исключить описанные интрузии более древних основных пород и встреченные отдельные выходы габбро и габбро-норитов с неизвестным залеганием (по условиям обнаженности), то оказывается, что все многочисленные (многие сотни) интрузии диабазов залегают

исключительно в виде даек, почти всегда секущих древние кристаллические породы и лишь изредка образующих в них пластовые интрузивные залежи.

Дайки диабаза изредка достигают мощности нескольких десятков метров—50 и 65, большей же частью менее мощны—1—20 м и даже измеряются долями метра. Протяжение даек в случае небольшой их мощности небольшое, но при значительной мощности и при прослеживании в районе Кольского фиорда выражалось длиной в 26 км и, вероятно, иногда даже больше (см. карту Кольского фиорда).

Очень часто дайки располагаются группами в 2—3—4 и даже 5 параллельных друг другу тел, частью прослеживающихся на значительном расстоянии, частью же быстро выклинивающихся (см. фотогр. табл. IX, фиг. 2).

Сравнительно редко в теле дайки наблюдались ксенолиты окружающих пород, указывающих, очевидно, на раздробление заключающих их пород, предшествовавшее заполнению этой зоны дробления основной магмой.

Дайки располагаются большей частью вертикально, или имеют крутые углы падения 50—75°, но встречались случаи и полого наклонного залегания 30—40° (см. А. А. Полканов „Несимметричная дайка диабаза", II, *61*) при большом протяжении (около 24 км) и изредка даже горизонтальное залегание (западный берег Кольского фиорда на север от деревни Платоновки). В последнем случае, вероятно, мы имеем дело с сечением по горизонтально расположенному изгибу тела дайки.

Простирание отдельного тела дайки колеблется в неширокихпределах и, обычно, отклонившись, выравнивается снова в какое-либо первоначальное преобладающее направление. Раздваивание даек, или отходящие от них апофизы, обычно, на небольшом протяжении имеют иное и иногда сильно отличное простирание, которое затем снова резко изменяется на первоначальное, преобладающее направление (см. карту Кольского фиорда). В других же случаях апофизы, имеющие иное простирание, выклиниваются и не обладают большим протяжением.

Такое постоянство простирания при соответственно различном относительном возрасте различно залегающих даек (по взаимным пересечениям) позволяет группировать их по расположению в пространстве, причем в каждую из таких группировок могут входить диабазы, различающиеся по минералогическому составу (II, *51*).

Обнаруженная наибольшая распространенность даек на побережьи Кольского фиорда и Ледовитого океана, вероятно, кажущееся явление, вследствие наилучшей обнаженности этих районов и местами более детально произведенных исследований.

В остальной части исследованной территории дайки обнаруживались то редко, то очень часто (Чолмтундра), также вероятно в зави

симости от обнаженоости; но, кроме того, следует указать на ряд районов распространения различных формаций, где дайки диабаза не были совершенне встречены.

Сюда относятся:

1) площади распространения порфировидных микроклиновых гравсех трех массивов Ара, Поррьяс, Лебяжья—Лица,

2) полосы распространения комплекса сланцеватых амфиболитов, на окраине которых были встречены только интрузии перидотитов,

3) площадь распространения комплекса Кучин тундры и, наконец,

4) площади распространения формации щелочных пород—гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов, в которых для всех месторождений на Кольском п-ве до сих пор еще не было обнаружено пересекающих их даек из группы диабаза ни одним из исследователей. [1]

Эти данные могут служить указаниям на возможный более древний возраст некоторых поколений интрузий диабазов, чем выше перечисленные комплексы образований, что, в частности, для микроклиновых гранитов подтверждается находкой инъецируемого гранитами включения диабаза в ара-гранитах на восточном берегу Ара фиорда, при одновременном существовании даек диабаза, пересекающих более молодые образования Рыбачьего п-ва.

На основании вышеописанных геологических наблюдений и руководясь петрографическими особенностями, можно наметить следующие группы диабазов, различающихся по возрасту:

1) группа амфиболит-диабазов—вероятно три поколения,

2) группа диабазов северо-восточного простирания . . . . . } частью уралитизированы и, вероятно, больше двух поколений

3) вторая группа диабазов северо-западного простирания . . . . . }

4) габбро-нориты и пироксениты (отдельные выход)

3. АМФИБОЛИТ-ДИАБАЗЫ

Распространены исключительно среди пород комплекса гранатовых гнейсов—в северной полосе, на запад от р. Туломы и в средней полосе, между рр. Туломой и Колой. Возможно, что они распространены и на восток от р. Колы, но среди немногочисленных собранных образцов не были встречены.

---

[1] В настоящее время обнаружены диабазы, секущие щелочные гранаты массива Кейв.

Петрографическая характеристика

Амфиболит-диабазы среднезернисты и мелкозернисты, сохраняют офитовую, или чаще бластоофитовую и иногда бластопорфировую структуру, состоят из плагиоклаза, иногда сохранившего следы запыленности и зональности (!) и амфибола, большей частью, типичного для обычных амфиболитов. Кроме того, наблюдается иногда зеленоватый пироксен, биотит и гранат (10 случаев из 27). В нескольких случаях (4) амфиболит-диабазы содержат кварц, т. е., повидимому, являлись первоначально кварцевыми диабазами.

Таковой минералогический состав пород указывает на близость или принадлежность их к амфиболо-габбровой фации магматических пород или к амфиболитовой фации метаморфических пород по Эсколя (P. Eskola, III, *124*).

Приуроченность амфиболит-диабазов только к гранатовым гнейсам указывает на их очень древний возраст, что подтверждается еще и тем, что на т. Вуимвыд был встречен случай прорывания амфиболит-диабаза (с простиранием 95°) белым пегматитом.

Однако среди этих амфиболит-диабазов существует, несомненно, несколько поколений различного возраста, что следует из наблюдавшегося случая пересечения амфиболит-диабаза с простиранием 167° (обр. № 908 с гранатом) амфиболит-диабазом с простиранием 105° (обр. № 907 с пироксеном), обнаруженный на т. Тальшем между рр. Туломой и Колой. Кроме того, в другом случае, на т. Колпачки на запад от р. Туломы, наблюдался случай прорывания амфиболит-диабазом (с простиранием 105°) белого пегматита, что в связи с вышеописанным наблюдением указывает или на существование другого поколения амфиболит-диабазов, или же на два поколения пегматитовых гранитов.

Можно предполагать, что в общей сложности существовало три поколения (по меньшей мере) амфиболит-диабазов, которые в исследованных случаях распределяются так.

I группа. Амфиболит-диабазы с простиранием 120—165° и падением 90° и 50—80° на ЮЗ; мощность 0.33—1 м; 12 даек. Они пересекаются диабазами II группы, т. е. являются более древними, часто содержат гранат, иногда зеленоватый пироксен и кварц.

II группа. Амфиболит-диабазы с простиранием 90—125° и падением 20°, 45—55° на ЮЗ (и 50° на СВ); мощность 0.2—6 м; 8 деак. Эти диабазы секут белые пегматиты и в другом случае, наоборот, пересекаются последними и кроме того пересекают амфиболит-диабазы I группы.

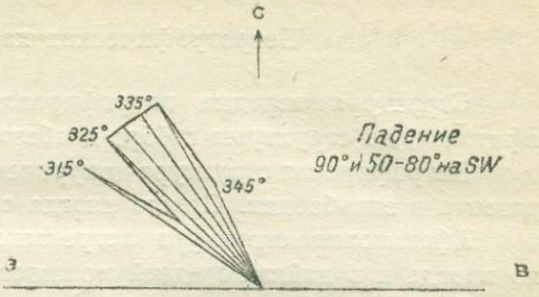
Породы эти часто содержат гранат и зеленоватый пироксен Иногда наблюдается порфировая структура.

III группа. Амфиболит-диабазы с простиранием 0—50° и падением 90°, 15—50° на СЗ, мощн. 0.08—8 м; 7 даек.

Отношение их к первым двум группам неизвестно.

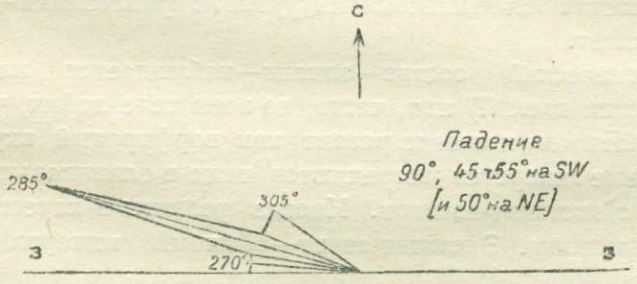
Породы эти иногда содержат гранат (3 случая), зеленый пироксен и часто сохраняют запыленность плагиоклаза. Иногда развита порфировая структура.

Эти амфиболит-диабазы вероятно, моложе первых двух групп, если судить по сохранившейся запыленности плагиоклаза (?)



Фиг. 13. Роза-диаграмма простирания I группы даек амфиболит-диабазов.

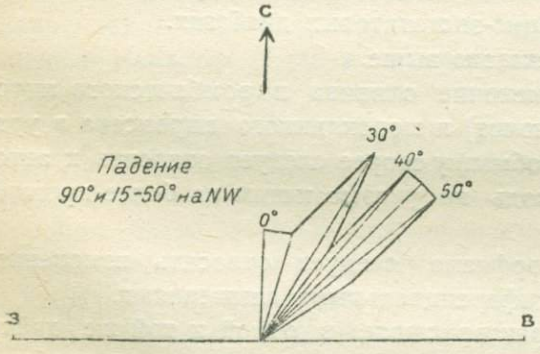
Расположение всех этих групп в пространстве изображено на диаграммах фиг. 13, 14 и 15.



Фиг. 14. Роза-диаграмма простирания II группы даек амфиболит-диабазов.

ГРУППА ДИАБАЗОВ
(не метаморфизованных)

Диабазы этой обширной группы распространены всюду за исключением вышеперечисленных формаций: 1) сланцеватых амфиболитов, 2) порфировидных микроклиновых гранитов, 3) т. Кучин и 4) щелочных пород.



Фиг. 15. Роза-диаграмма простирания III группы даек амфиболит-диабазов.

Если это служит указанием на существование более древних поколений диабазовых интрузий данного типа, то дайки подобного же диабаза, пересекающие отложения Рыбачьего п-ва, указывают на существование среди этой же группы и более молодого поколения.

Петрографическая характеристика

Структура изредка витрофировая, афанитовая-микроофитовая, офитовая, до структуры габбро-диабазов.

Витрофировая структура приурочена или к тонким дайкам, или же развита в зальбандах. Стекло иногда сохраняется свежим.

Афанитовая структура встречается не только в тонких дайках, но иногда и в дайках средней мощности.

Габбро-диабазовая структура развита в средних частях наиболее мощных даек.

Только в энстатитовых диабазах офитовая структура нарушается постоянным идиоморфизмом энстатита и его развитием по оси С.

Порфировая структура развита очень часто в тонких дайках и в краевых частях более мощных интрузий. Вкрапленники—лабрадор оливин и энстатит.

Минералогический состав—оливин—наблюдается или только в краевых частях даек (!) или, часто, во всем теле дайки, чаще ассоциируя с энстатитом, и иногда развит как порфировый вкрапленник. Энстатит и реже гиперстен встречаются чаще в оливиновых диабазах, но нередко и с энстатит-авгитом. Иногда развиты в качестве порфирового вкрапленника. Энстатит-авгит—обычный минерал для этой группы пород

Плагиоклаз—андезин, лабрадор-битовнит, почти всегда зонален и сильно запылен, часто развит, как порфировые вкрапленники, достигая размеров до 10 см (Полканов, II, *61*).

Кварц—обычно развит в микропегматите и в мезостазисе и редко встречался в энстатитовых диабазах (один раз с оливином).

Биотит—незначительное количество.

Титаномагнетит и ильменит с лейкоксеном всюду.

Пикотит—только в оливино-энстатитовых диабазах.

Вулканическое стекло—сказано выше.

Часто встречавшееся изменение оливина и ромбического пироксена в серпентин (или актинолит) и моноклинного пироксена в уралитового характера роговую обманку скорее следует относить к автометаморфным явлениям, отнюдь не указывающим на более древний возраст интрузий.

К явлениям аллометаморфизма следует относить изменения, связанные с последующими диференциальными движениями.

Как видно из этой характеристики, в одной и той же дайке иногда присутствуют различного минералогического состава диабазы Не останавливаясь на этом в деталях, отметим еще некоторые типичные случаи.

В дайке оливино-энстатитового даибаза, пересекающей Караульную вараку на р. Тулома, наблюдались мелкие повторные интрузии—Nachschübe энстатит-авгитового диабаза.

В описанной мною несимметричной дайке из района Кольского фиорда (II, *51*) в краевой фации обнаруживается энстатитовый, или даже энстатито-оливиновый диабаз (не считая лабрадорового порфирита), а в центральной части кварцевый диабаз.

Такие соотношения указывают, что различие в минералогическом составе и в отмеченном характере последующих изменений не могут служить достаточно надежным критерием для расчленения диабазов на различные группы по возрасту.

Это же отмечается в той или иной степени и в работах шведских геологов Асклунда и в особенности Льюнгнера, который сравнительным петрографическим анализом так называемых кинне-хуннеконга и халлефорс-диабазов показывает, какими переходами между собою связаны эти диабазы, относившиеся ранее (по составу) к различным возрастным группам (B. Asklund, III, *62*, стр. 249; E. Ljungner, II, *205*).

На основании трех встреченных случаев взаимных пересечений даек можно установить, по крайней мере, три поколения наших диабазов.

В одном случае на Палагубском п-ве (Кольский фиорд) энстатитовый диабаз с простиранием 140—145° пересекает кварцевый диабаз с простиранием 30°, в другом случае на мысе Никитином (Кольский фиорд) кварцевый диабаз с простиранием 130° пересекает кварцевый диабаз с простиранием 15—20° (случай не вполне надежный по условиям обнаженности) и в третьем случае на о-ве Шалим в Ура-фиорде уралитизированный кварцевый диабаз с простиранием 50° пересекается энстатито-кварцевым диабазом с простиранием 27°.

Если не причислять этот уралитизированный диабаз к группе амфиболит-диабазов северо-восточного простирания, что вряд ли было бы правильно, то можно говорить о трех поколениях диабазов: одном—с северо-западным и двух—с северо-восточным простиранием. Одно из поколений диабазов с северо-восточным простиранием древнее поколения с северо-западным простиранием, отношение же другого поколения с северо-восточным простиранием к дайкам северо-западного простирания неизвестно.

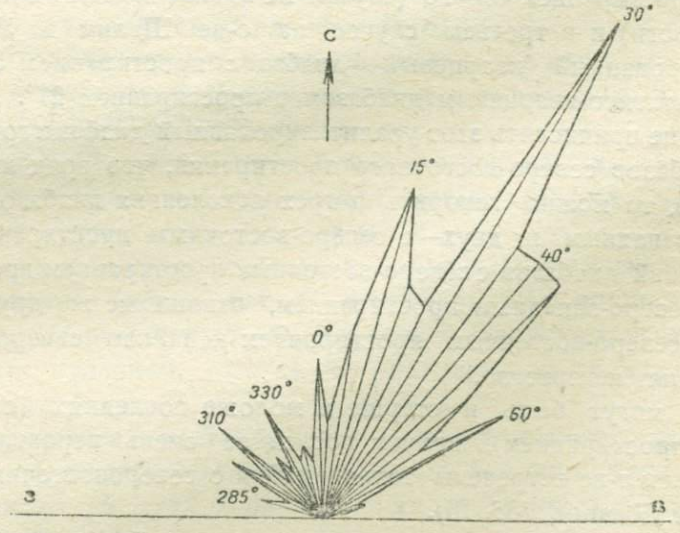
Они могут быть и старше и моложе последних (с северо-восточным простиранием), причем последнее очень вероятно, так как на Рыбачьем п-ве встречены только дайки с северовосточным простиранием (A. Fieandt, *135*, III).

В виду всего сказанного, не делая дальнейшего подразделения диабазов северо-восточного простирания на подгруппы, можно дать следующую их группировку:

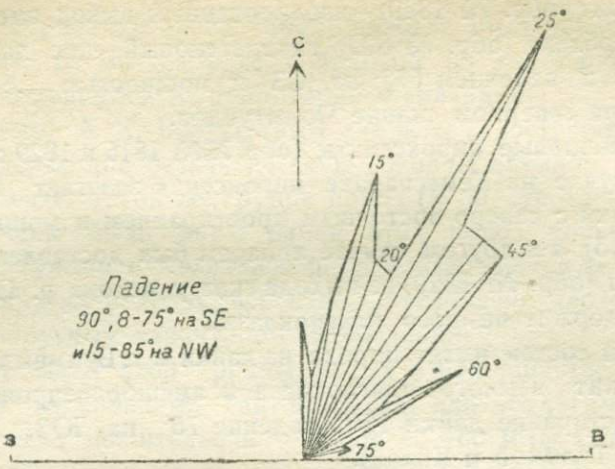
Таблица 63

Типы диабазов	Простирание 0—75°			Простирание 90—175°		
	число даек	мощн. в метрах	со стекловатым базисом	число даек	мощн. в метрах	со стекловатым базисом
I. Кварцевый диабаз . .	38	0.07—50	4	12	2—60	1
II. Энстатито-кварцев. диабазы и порфириты . .	14	0.5—50	2	4	15—40	—
III. Диабазовый порфирит	6	0.5—27	—	4	2—24	1
IV. Диабаз	7	1—12	—	7	1—30	—
V. Уралитизирован. диабазы и порфириты:						
с кварцем	12	1.5—80	—	5	4—30	—
тоже без кварца . . .	8	0.3—14	—	4	1—40	—
VI. Энстатитов. диабазы и порфириты	13	0.5—4	5	1	0.3	1
VII. Оливино-энстатитовый диабаз (+ энст. авгит)	11	2—12.5	3	3	до 65	—
VIII. Оливин-энстатит порфирит	12	0.2—1.5	11	2	0.3—1.2	2
IX. Оливиновый диабаз (с энстатит. авгитом) .	2	0.5—10	—	2	2.5—12	—
X. Витрофировый диабаз (и афаниты)	—	—	—	2	0.04—0.10	2
	123	—	25	46	—	7

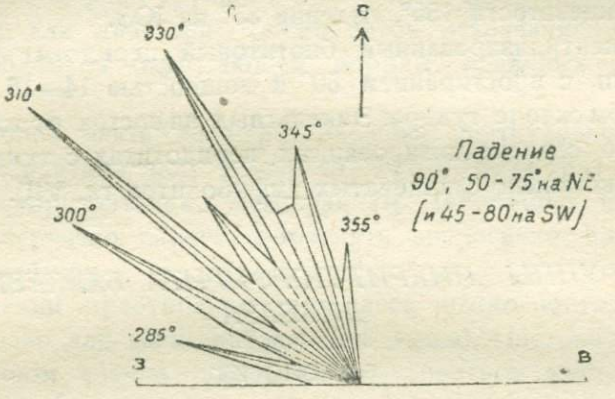
Расположение диабазов этих групп в пространстве изображено на диаграммах фиг. 16, 17 и 18.



Фиг. 16. Роза-диаграмма простирания даек диабаза как северо-восточного так и северо-западного простираний. (Все наблюдения--283).



Фиг. 17. Роза-диаграмма залегания группы даек диабаза северо-восточного простирания.



Фиг. 18. Роза-диаграмма залегания группы даек диабаза северо-западного простирания.

5. ГАББРО, ГАББРО-НОРИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ

Помимо охарактеризованной группы диабазов, в различных местах исследованной территории встречались то в дайковом, то в неизвестном залегании другого типа представители габбро-перидотитовой магмы.

Сюда надо отнести:

1) Габбро (обр. № 665)—нормальное (с диаллагом) встречено в изолированном выходе у северного подножия т. Чурмуайвинч, что у ст. Пулозеро Мурманской жел. дороги.

2) Кварцевый норит (обр. № 1848 с гиперстеном). Залегание может быть в виде дайки с простиранием 65° и мощностью около 30 м. Норит этот обнаружен в районе Кезяур близ р. Туломы.

3) Норит (обр. № 1849)—изолированный выход вместе с (2).

4) Беербахит (обр. № 899) гиперстеновый—две дайки с простиранием 25° и падением 57° на СЗ и мощностью 1.5—2 м. Дайки встречены на северном склоне Чолмтундра.

5) Оливиновые пироксениты (обр. №№ 1815 и 1829 с гиперстеном). В одном случае на Кемесвараке пироксенит залегает в виде, повидимому, дайки с северо-восточным простиранием и мощностью до 50 м (обр. № 1815), а в другом случае лопарем был доставлен образец схожей породы (обр. № 1829) из выхода скал у истока р. Пуриоки из оз. Пуряур (содержит немного плагиоклаза).

Схожий состав имеет порода из дайки с т. Вуимвыд (обр. № 918); она содержит немного плагиоклаза и амфиболизированного пироксена. Простирание дайки 150°, падение 75° на ЮЗ, мощность 1 м (между рр. Туломой и Колой).

Сюда же можно отнести ряд выходов амфиболизированной и осланцованной основной породы типа пироксенита, встреченных на северном склоне т. Ахмапахта на р. Уре (обр. № 1255). Простираниесланцеватости 155°, падение 85° на ЮЗ.

6) Серпентинизированный биотитовый перидотит (обр. № 1681) в виде дайки с простиранием 50° и мощностью 14—16 м был встречен на южном склоне тундры Энкедьгвыд на восток от жел.-дор. линии (см. также о серпентинизированных перидотитах с тундр Толпьвыд I и Подвыд—комплекс сланцеватых амфиболитов гл. VII).

ДАЙКИ ГРУППЫ ПИКРИТ-ПОРФИРИТА БАРКЕВИКИТОВОГО ДИАБАЗА

6. ГЕОЛОГИЯ

Группа этих пород, выделенная мною в 1922—1923 г.г. (II, *51*), последующими исследованиями пополнилась интересными данными, вполне подтвердившими предполагаемое систематическое их положение (А. А. Полканов, II, *51*) и принадлежность к группе щелочных пироксенитов и т. д.

В отличие от группы диабазов на исследованной территории породы этой группы были встречены не только в дайковом залегании, но и в форме гипабиссальной—несогласной (трещинной) интрузии значительных размеров—это массив района оз. Гремяхи.

В дайковом залегании эти породы обладают в общем несколько меньшей распространенностью, чем породы группы диабазов.

Дайки этих пород были встречены многочисленными в районе Кольского фиорда и Карелинского наволока и редкими—на побережьи западного Мурмана, по р. Туломе, на территориях между рр. Туломой и Колой и, наконец, на восток от р. Колы.

Образец баркевикитового габбро-диабаза был обнаружен мною в коллекции П. В. Виттенбурга, собранной из района Печенгского монастыря, находящегося на территории Финляндии.

Описываемые А. К. Болдыревым диориты с восточного Мурмана и диабазы, содержащие базальтическую роговую обманку, может быть, частью относятся (?) к этой же группе пород (II, *36*, стр. 18—31, 58—63).

Не встречены были мною дайки этих пород только в районе на запад от р. Туломы и Кольского фиорда. Небольшое же количество находок их в других районах, вероятно, обусловлено плохой обнаженностью и маршрутным характером наблюдений.

Мощность даек этой группы пород в большинстве небольшая, выражающаяся несколькими сантиметрами, или немногими метрами до 10 м и изредка значительная – больше 50—60 м (ф. Сайда).

Протяжение также часто небольшое, но иногда в районе Кольского фиорда дайки прослеживались на протяжении нескольких километров (около 4—5 км).

Расположение даек группами в 2—4 друг другу параллельных тел обычно, как и для диабазов. Также здесь встречались эруптивные брекчии из обломков окружающей породы, впаянных в основную породу.

Значительная часть даек расположена вертикально, но очень часты случаи падения под углом 45—75°, и один раз встретилась дайка, почти горизонтально лежащая (м. Челмпушка на Кольском фиорде), что, вероятно, следует объяснять аналогично подобному же случаю для диабазов.

В отношении простирания даек здесь можно повторить все то, что было сказано для даек диабазов (см. выше). Постоянство простирания и в данном случае позволяет пользоваться этим признаком наряду с другими для внутреннего расчленения этой группы пород.

7. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Структура этих пород иногда витрофировая, в значительном числе случаев порфировая и панидиоморфная и реже гипидиоморфно-зернистая, характера габбро-диабазов.

Витрофировая структура, иногда со свежим стеклом, встречена в тонких дайках или в их краевых частях и обнаруживает даже миндалевидное строение, как это наблюдалось в пикрит-порфирите из окрестностей биологической станции (с. Полярное).

В отличие от диабазов для этих пород типичен идиоморфизм оливина, пироксена и первичного амфибола по отношению к плагиоклазу, что часто, кроме того, сопровождается образованием порфировой структуры. Даже в породах, называемых мною баркевикитовыми габбро-диабазами, баркевикит и титан-авгит (и диопсид) идиоморфны по отношению к плагиоклазу.

Минералогический состав

Оливин, часто порфировый,—присутствует почти во всех дайках пород этой группы; то свежий (и иногда полихроичный), то в псевдоморфозах пилита или зеленого биотита.

Пироксен представлен диопсидом и фиолетовым титан-авгитом. В пикрит-порфиритах с Карелинского наволока наблюдалось обрастание авгита узкой каемкой эгирин-авгита (тип I). Часто авгит образует порфировые вкрапленники (авгитовые порфириты). Изредка встречаются диаллаг и гиперстен. Может быть некоторые из таких пород следует относить к группе диабазов. Для пироксена типичен идиоморфизм и частое замещение актинолитом с голубовато-зеленым цветом.

Амфибол представлен разностями красно-бурого баркевикита с переходами до базальтического идиоморфного амфибола буровато-зеленого цвета. Эти последние разности амфибола, вероятно, возникли за счет баркевикита при явлениях автометаморфизма. Такого характера амфиболы встречаются то в малом количестве, то, преобладая над пироксеном, почти во всех типах этой группы пород. Для амфибола также типичен идиоморфизм развития (и корродированные формы).

Кроме такого амфибола, в нескольких случаях был встречен в небольшом количестве катафорит (тип V B); биотит также встречается во многих типах этих пород, обладая иногда идиоморфизмом и красно-бурым цветом. Помимо того, часто присутствует зеленый биотит, образовавшийся при явлениях автометаморфизма.

Плагиоклаз, состава андезина и до лабрадора, часто сохраняет запыленность и свежий, но очень часто подвергается альбитизации, с выделением тут же эпидота. Этот процесс в особенности приурочен к типам пород, содержащим много амфибола и должен быть также причислен к явлениям автометаморфизма.

В некоторых баркевикитовых габбро-диабазах был встречен калиевый полевой шпат в мезостазисе.

Руда—магнетит и титаномагнетит, очень изобильна в этих породах.

Апатит, в отличие от апатита группы диабазов, также очень изобильный добавочный минерал для большинства представителей этих пород.

Если к охарактеризованному так составу этой группы пород добавить то, что некоторые из ее представителей часто производят в контакте альбитизацию окружающих гнейсо-гранитов, а в одном случае мною было обнаружено даже образование эгирин-авгитового фенита (по W. Brögger, III, *91*), за счет измененного олигоклазового гранита (кварцевого диорита), то отличие всей этой группы пород от группы диабазов будет совершенно очевидным.

По взаимным пересечениям даек устанавливается несколько поколений подобного типа пород. При этом, так как дайки группы пикрит-порфиритов пересекают в одних случаях дайки диабазов, а в других случаях наоборот, то, очевидно: или существуют две возрастные группы пикрит-порфиритов, или же, наоборот, две возрастных группы диабазов. В 1922—1923 гг. у меня не было оснований для второй предпосылки, тогда как в настоящее время упомянутая выше находка двух поколений даек диабаза с северо-восточным простиранием позволяет считать правдоподобным и второе допущение. Тем не менее, я считаю возможным условно сохранить неизменным старое предположение о двух группах поколений пикрит-порфиритов, потому что, как показано далее на схеме (фиг. 21), существуют еще диабазы северо-западного простирания, которые (тип I) пересекают породы из группы пикрит-порфиритов (тип V B).

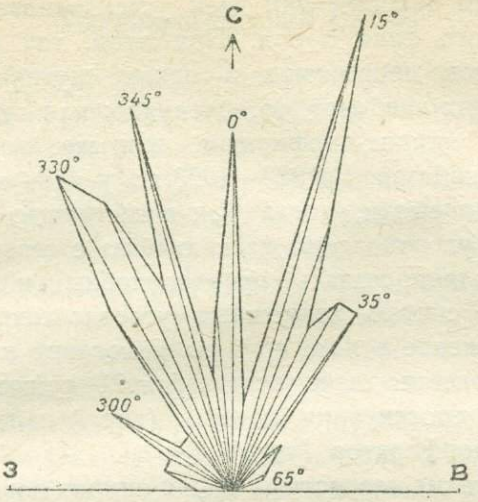
Каждая из таких возрастных групп пикрит-порфиритов содержит, кроме того, по нескольку поколений пересекающих друг друга даек. Для более древней группы установлены две подгруппы с простиранием северо-восточным и северо-западным и, вероятно, существовало соответственно два поколения, а для более молодой группы существовали, вероятно, три поколения—два с северо-восточным и одно с северо-западным простиранием.

В виду всего этого, не производя детального подразделения на эти мелкие группы различного возраста, но разбивая дайки по простиранию, можно дать следующую их группировку:

Таблица 64

	Простирание 0–60°			Простирание 90—175°		
	число даек	мощн. в метрах	со стекловатым базисом	число даек	м ощн. в метрах	со стекловатым базисом
I. Пикрит, порфириты (мадейриты)	5	0.2—1	2	3	0.05—1.5	2
II. Пикрит-порфириты с амфиболом	8	0.2–5.5	+	1	0.7	1
III. Амфиболо-биотитовый пикрит-порфирит . . .	3	6—7	3	—	—	—
IV. Амфиболовый пикрит-порфирит	4	1.6—4	4	4	1—1.6	4
V. A. Авгитовый порфирит	14	0.5 6	1	24	0.15—8	6
B. То же с катафоритом	3	1—9	1	6	2—8.5	—
VI. Амфиболовый камптонит	5	0.4—2	+	18	0.1—7	—
VII. Баркевикитовый (эссекситовый) диабаз	5	5—10	—	8	2 и 50	—
	47	—	—	60	—	—

На диаграмме (фиг. 19) представлено пространственное распределение даек этой группы пород.



Фиг. 19. Роза-диаграмма (общая) простирания группы даек пикрит-порфирита—эссекситового диабаза.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ЖИЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

8. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА И РАЗДЕЛЕНИЕ ЖИЛ

Кварцево-кальцито-баритовые жилы, содержащие галенит, сфалерит, пирит и халькопирит, известны давно для территорчи западного Мурмана, принадлежащей ныне Финляндии (Д. Киль, II, *5*; С. Буковецкий, II, *9*; Л. Подгаецский II, *15*; М. Мельников, II, *20*; С. Конради, II, *40*; Д. Попович, III, *218*, *219*; Болховитинова, III, *217*; H. Hausen, III, *164*; Полканов, II, *60*).

Д. Киль указывает также, что он просмотрел более 60 жил зеленого камня на участке от Печенги и до Святого Носа и в них находил тонкие прожилки известкового шпата, с выделениями пирита и халькопирита.

При своих исследованиях мне также пришлось наблюдать подобного типа образования как на побережьи западного Мурмана, так и других частях исследованной территории (II, *60*).

Встреченные мною жилы по составу жильного тела можно разделить на группы:

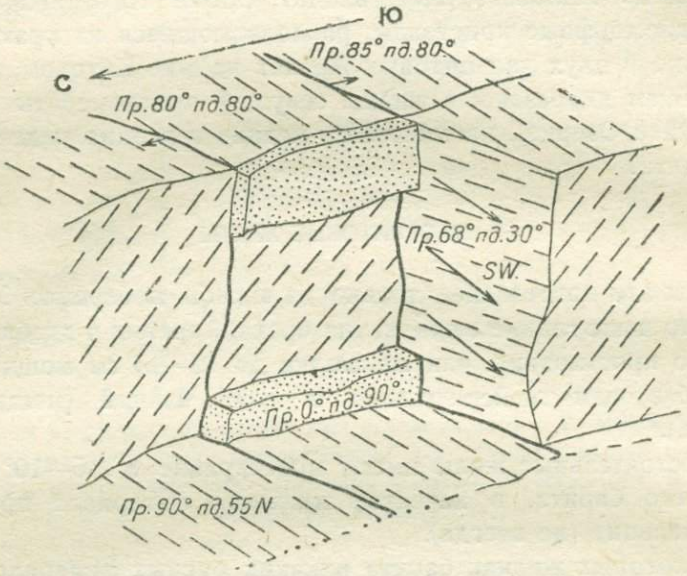
I. Кварцевые жилы.
II. Кальцитовые „
III. Баритовые „

9. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Если исключить ранее описанные кварцевые жилы, находящиеся в несомненной связи с гранитными интрузиями и содержащие в таких случаях полевой шпат, то, помимо их, наблюдается всюду множество

секущих молодых жил кварца, иногда имеющих точно такое же залегание, как тут же расположенные дайки основных пород, которые они иногда пересекают. Все это позволяет предполагать о существовании более молодой формации кварцевых жил, чем те, которые были связаны с гранитами.

Жилы эти, обычно небольшой мощности (в пределах до 1 м), имеют часто северо-восточное простирание и небольшое протяжение. Только несколько восточнее устья ф. Ара была встречена мощная кварцевая жила, расположенная вдоль зоны дробления с простиранием 95°. Пояс дробления сбрасывает дайку уралитизированного кварцевого диабаза с простиранием 45°, падением 8° на ЮВ, мощностью 14 м.



Фиг. 20. Блок-диаграмма кварцевой жилы (точечный пунктир), залегающей в гнейсах (заштрихованное) и сброшенной в направлении 80° и 85°. Стрелки показывают падение плоскости сбрасывателя (короткие) и борозды скольжения (длинные). Река Тулома, правый берег у Падуна.

Осмотренные кварцевые жилы обычно не содержат каких-либо минеральных выделений.

Только в кварцевой жиле у Падуна на р. Туломе, сброшенной последующими дислокациями (фиг. 20), обнаружены были крупные выделения пирита, сопровождаемые спекуляритом, и желвакообразные выполнения кальцита. Простирание жилы меридиональное, мощность около 0.3 м Жила прослеживается на $1^1/_2$—2 м и с обеих сторон сброшена и совсем больше не появляется в окружающих обнажениях. Направления перемещения, определенные по бороздам скольжения, показаны на фиг. 20.

10. КАЛЬЦИТОВЫЕ ЖИЛЫ

Встречены на побережьи западного Мурмана и Кольского фиорда. Это тонкие жилы, часто образующиеся в зонах дробления на контакте между телом диабаза (северо-восточного простирания) и гнейсо-гранита, или в виде жилок, пересекающих диабазы, различные типы пикрит-порфиритов (Кольский фиорда) или просто гнейсы (Падун на р. Китовой) и, наконец, осадочные породы—конгломераты п-ва Рыбачьего. Только в гнейсах у Падуна на р. Китовой кальцитовая жила достигала мощности 0.5 м при северо-восточном простирании.

В состав жильного тела входит, кроме того, кварц, образуя обычно идиоморфные кристаллы, располагающиеся на краю жилы.

Только в двух кальцитовых жилках на о-ве Китовом, приуроченных к дайкам диабаза, и в жилке, секущей конгломераты Рыбачьего п-ва (в бухте Озерко), наблюдались мелкие и редкие выделения кубиков галенита.

11. БАРИТОВЫЕ ЖИЛЫ

Жилы эти встречались только на южном побережьи Мотовского залива, Это чаще тонкие выполнения брекчий трения в диабазах северо-восточного простирания, или же жилки до 10—15 см мощности, секущие диабаз или гнейсо-граниты в губе Чайной (мощностью до 30—40 см.).

Самостоятельные жилы имеют простирание 5°, 5—10° и 30° СВ.

Помимо барита, в качестве жильного материала присутствует кварц и кальцит (не всегда).

В некоторых жилках барита никаких рудных минералов не было встречено (жила на запад от колониста Андре, 10—15 см), в других же присутствует обычно пирит в виде кокард и в одной жиле, секущей диабаз (также у дома колониста Андре), пирит окружен был медной зеленью (присутствие халькопирита).

В жиле в губе Чайная, мощностью 30 — 40 см, доставаемые из трещин куски жильной породы содержали пирит.

Опробование на содержание золота аналитиком ЦНИГРИ К. И. Аргентовым дало содержание:

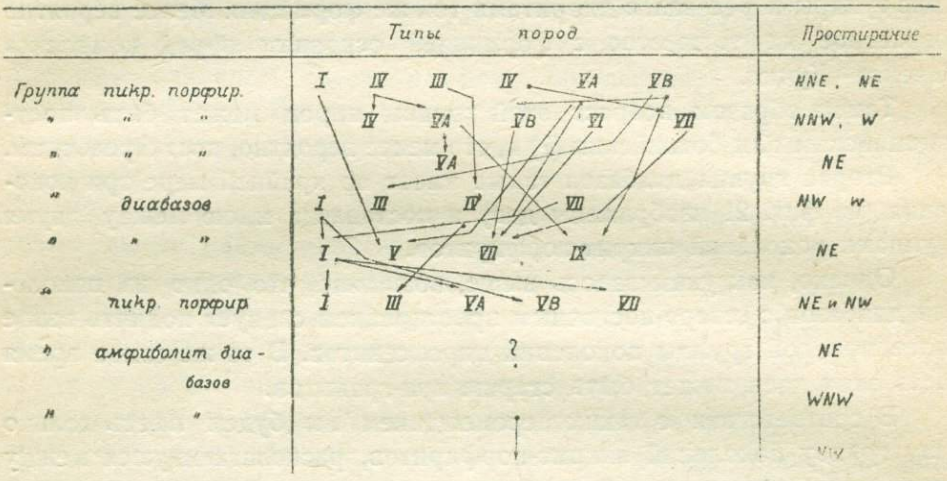
0.00003% (или 11.05 доли в 100 пудах породы).

Повидимому, эта вторая действительная находка золота на Кольском п-ве, если также считать указания А. Е. Ферсмана о находке золота проф. Н. И. Прохоровым на западном берегу оз. Имандра (в 1921 г.) (А. Ферсман, III, *53*, стр. 137). Другие существующие указания в литературе не являются проверенными (М. Артлебен, III, *1*, стр. 42; см. также Б. Куплетский, III, *27* и Полканов, II, *60*, стр. 19).

ВОЗРАСТ ФОРМАЦИЙ ДАЕК И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ

Вышеизложенные наблюдения над взаимными отношениями различных групп даек можно представить в виде сводной схемы фиг. 21.

Можно видеть, что эта новая схема, составленная на основании наблюдений над 34 случаями взаимного пересечения даек, является значительно сложнее, чем та, которая дана была мною в 1922—1923 гг. А. Полканов, II, *51*).



Фиг. 21. Схема возрастных отношений даек основных пород. Римскими цифрами обозначены различные типы пород соответственно для группы диабазов (см. табл. 63) и пикрит порфиритов (см. табл. 64). Стрелками связаны пересекающая и пересекаемая породы (по наблюдениям).

Однако и эта схема может считаться только условной и не может быть принята безоговорочно, как это ясно из всего вышеизложенного.

Наиболее древняя группа амфиболит-диабазов имеет два (наверное) или даже, может быть, три поколения. Среди первых двух поколений имеются дайки, пересекающие белые пегматиты, и обратно, что и подтверждает существование двух поколений таких даек или же нескольких поколений пегматитов. Третье возможное поколение этих даек обладает несколько иным—северо-восточным простиранием и большей сохранностью первичных минералов породы, но все же может быть отнесено к амфиболитовой фации, или переходам к ней. Но не исключена возможность и принадлежности этого поколения к более молодым формациям (что и отмечено на фиг. 21 знаком вопроса).

Геологический возраст этой группы поколений определяется очень трудно. Если связывать эти группы даек с известными нам крупными массами основных пород более древних, чем микроклиновые граниты,

то их можно было бы приравнивать к постсвионийским интрузиям комплексов габбро-амфиболитов и, может быть, гиперстеновых диоритов (?), а также связывать с появлением масс основных пород, послуживших материалом для образования пород комплекса сланцеватых амфиболитов (ботнийского возраста?).

Мы знаем, что во всех этих формациях появляется метаморфическая амфиболитовая (с гранатом) фация пород и они прорываются микроклиновыми гранитами, т. е. имеется некоторая аналогия с амфиболит-диабазами. Напомним также, что жильный норит массива Анис тундры пересекался диоритами той же формации. Менее вероятно возрастное их тождество с формацией основных пород комплекса Печенга—Кучин.

Таким образом, возраст этой группы пород может быть постсвионийским или ботнийским (?) и, что менее вероятно, посткарельским.

Вторая группа диабазов также имеет по крайней мере три поколения (на фиг. 21 изображены два) и поставлена мною между двумя группами поколений пикрит-порфиритов.

Однако, как указывалось выше, возможно, что одно из поколений диабазов с северо-восточным простиранием следует поднять выше более молодой группы поколений пироксенитов. В то же самое время часть этих даек может быть старше ара-гранитов.

В соответствии с таким перемещением мы будем иметь только одну группу поколений пикрит-порфиритов, располагающуюся между двумя группами поколений диабазов.

В настоящей схеме, не имея достаточных материалов для таких изменений, я сохранил прежнее относительное расположение по возрастам (II, *51*), прибавив и новые данные, что в общей сложности дает 8 поколений интрузий, разбивающихся по группам так: древняя группа пикрит-порфиритов—вероятно два поколения, группа диабазов — по крайней мере 3 поколения и молодая группа пикрит-порфиритов— по крайней мере 3 поколения.

Вопрос об определении геологического возраста этих групп пород очень сложен.

Часть этих диабазов может быть древнее ара-гранитов, причисляемых мною к посткарельским образованиям (условно).

Другая же часть может быть связана с карельскими основными породами комплекса Кучин—Печенга.

Наконец, часть их может быть тождественной по возрасту дайкам, пересекающим нижне-силурийские осадки п-ва Рыбачьего (A. Fieandt, III, *135* и П. Виттенбург, III, *11*).[1]

---

[1] В новейшей работе Sederholm'a, мною здесь не использованной, указывается что Хольтедаль отложения Варангера п-ва снова причисляет к докембрию, называемому Седерхольмом Hyperborean formation (J. Sederholm, III, *320*).

Мною в 1925 г. изучены были дайки на Среднем п-ве, обнаруженные там впервые Фиандтом, и найдены две новые дайки на мысе Вестник на перешейке между п-вами Средним и Рыбачьим, и, наконец, собраны многочисленные образцы диабазов из валунов конгломерата. Оказалось, что в валунах конгломерата распространены большей частью уралитизированный и хлоритизированный кварцевый диабаз и иногда диабазовые порфириты. В дайках северо-восточного простирания на м. Вестник встречен уралитизированный (с хлоритом) кварцевый диабаз, частью измененный в катаклазит и тектоническое месиво (Knetgesteine) и, наконец, в дайках на Среднем п-ве энстатит-авгитовый базальт с сохранившимися вулканическим стеклом и порфировым оливином (псевдоморфозы по оливину) и плагиоклазом (в краевой фации). Все эти породы схожи со многими представителями описанной мною группы диабазов (также северо-восточного простирания).

О. Хольтедаль на южном берегу п-ва Варангер обнаружил точно так же дайки диабазов, пересекающие граниты п-ва Селенес, но не проникающие в налегающие на последние песчаники нижнесилурийского возраста. С другой стороны, другая серия диабазов северо-восточного простирания прорывает во многих местах те же отложения п-ва Варангер в Норвегии (O. Holtedahl, III, *185*). Хольтедаль указывает, кроме того, что эти последние интрузии диабазов произошли после главной фазы каледонской эпохи горообразования и уже не участвуют в пликативных дислокациях. Главную же фазу каледонского горообразования Хольтедаль приурочивает для Финмаркена к несколько более древнему периоду, чем граница между силуром и девоном (O. Holtedahl, III, *185* и *184*).

Обнаруженные мною на мысе Вестник на п-ве Рыбачьем две дайки диабаза вместе с заключающими их конгломератами являются экзотической надвинутой глыбой на глинистые сланцы, участвуя, таким образом, в надвиге, как это мною было обнаружено еще в 1925 г. и в 1929 г. также описано было для территории Финляндии Вегманом (C. Wegmann, III, *296*).

Если считать, что складкообразование на Рыбачьем п-ве происходило также в каледонскую эпоху, то очевидно, что часть интрузий диабазов предшествовала главной фазе орогена и часть ее заключала (Финмаркен по Хольтедалю).

С другой стороны, в массивах щелочных пород на Кольском п-ве до сих пор не обнаружено достоверных секущих их интрузий габбро-норитовой магмы. Это, может быть, указывает на верхний стратиграфический предел, во всяком случае, значительной части интрузий даик диабазов (может быть—не всех).[1]

[1] В настоящее время найдены дайки диабаза, секущие щелочные граниты хребта Кейв (1934 г.).

Таким образом, дайки этой группы поколений диабазов могли быть интрудированы, начиная от эпохи, предшествующей интрузиям микроклиновых порфировидных гранитов и кончая интрузиями, приуроченными к каледонскому и посткаледонскому времени, но предшествуя, главной частью, интрузиям щелочных пород.

Вероятно, эта формация даек находится в тесной связи (частью) с интрузиями габбро-норитов центральной Лапландии, открытых впервые Риппасом в верховьях Поноя (Б. Риппас, III, *42*) и позже в бассейне Мореиок—Куплетским и Воробьевой (III, *28*), а также Б. А. Поповым на пространстве между оз. Имандрой и Ното-озером на тундрах Сальной и Монче (II, *29* и *30*).

Производящиеся в последнее время исследования на тундрах Чуна, Монча и Волчья еще не установили возраста этих образований.[1]

Сюда же надо, может быть, отнести часть интрузий габбро-норитов, пироксенитов и перидотитов, описанных мною выше и отмеченных Н. Г. Кассиным для южной части Кольского полуострова (III, *22*).

Стратиграфическое положение группы даек пикрит-порфиритов определяется возрастом интрузий щелочных пород, с которыми они генетически связаны, как это мною указано было еще в 1923 г. (II, *51*).

Напомним, что к старым данным В. Рамсей о более молодом возрасте интрузий авгитовых порфиритов и мончикитообразных пикрит-порфиритов на т. Луяурурт (W. Ramsay, III, *229* и *230*) теперь прибавилась новая находка Б. М. Куплетского более молодых пироксенитов (рудных) и пикрит-порфиритов, прорывающих нефелиновые сиениты т. Умптек (Б. Куплетский, III, *25*, стр. 41 и III, *26*, стр. 175; см. также V. Hackmann, III, *155*).

Этими данными намечается более молодое поколение основных пород, закончившее интрузию щелочной магмы в массивах Умптек и Луяурурт.

В массиве щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов Гремяха—Вырмес, наоборот, группа пород баркевикитового габбро и пироксенита являлась предшествовавшей интрузиям щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов.

Таким образом, в одних случаях щелочные пироксениты предшествовали, а в других—заключали интрузию щелочных пород, образуя два различных поколения, все же по возрасту непосредственно связанных тесно с последними.

Геологический их возраст, следовательно, определяется возрастом интрузий нефелиновых сиенитов, которым предположительно возможно приписать возраст, одновременный с эпохой тиман-канинского—герцинского (*?*) диастрофизма (см. далее гл. XIII).

---

[1] Б. М. Куплетский в настоящее время эти интрузии считает посткарельскими.

Однако, помимо этого, нужно допустить еще существование додиабазового поколения пикрит-порфиритов (?).

Вопрос о возрасте жильной гидротермальной формации также не является простым. Киль, Буковецкий, Подгаецкий и в особенности Мельников (II, *5*, *9*, *15* и *20*) в той или иной мере связывают эти образования с „жилами зеленого камня" или с „диоритами" (по Мельникову, II, *20*, стр. 200).

Фиркс для кварцевых золотоносных жил финской Лапландии устанавливает их связь с траппами, предполагая для первых более молодой возраст (C. Fiercks, III, *136* и см. у Н. К. Высоцкого, III, *16*, стр. 275).

Наоборот, С. Конради (II, *40*, стр. 124) указывает, что рудные жилы (трещины) „вследствие чисто механических причин приурочены к контакту диабазов и гранито-гнейсов", не указывая на какую-либо их генетическую связь с диабазами.

Наконец, Хаусен (H. Hausen, III, *164*, стр. 96—97) предполагает, что их образование стоит в связи с сейсмическими явлениями и изломами третичного времени области Варангера и в то же время траповым дайкам приписывает палеозойский возраст.

Незначительное количество моих наблюдений не позволяет сделать каких-либо решительных суждений по этому вопросу.

С одной стороны, постоянная приуроченность этих минеральных жил к телу основной породы, или его контакту при выполнении расположенных именно здесь трещин, или зон дробления, невольно заставляет обращать внимание на эту ассоциацию как на нечто родственное. С другой стороны, встречено и мною несколько жил (баритовая и кальцитовая), поблизости с которыми не обнаруживается даек основных пород, что, впрочем, не является доказательством отсутствия подобной генетической связи.

Следует еще отметить такие наблюдения:

1) Кальцитовые жилки (без сульфидов) встречены были пересекающими амфиболовый пикрит-порфирит (Кольский фиорд).

2) Кальцитовая жила встречена цементирующей зону дробления с простиранием 105° в Оленьей губе из района Кольского фиорда и вместе с пиритом, заполняющим трещинки дислокаций разрыва на Карелинском наволоке.

3) Кальцитовая жила с галенитом была встречена на мысе Вестник на Рыбачьем п-ве секущей конгломераты, и, повидимому, вовлеченные в тектоническое месиво (Knetgesteine) глинистые сланцы. Расположенные поблизости дайки диабаза образуют тектониты, тогда как жилка кальцита слабо осланцована только на краях (!).

4) Кварцевая жила с пиритом и спекуляритом с р. Туломы прерывается перемещениями почти широтного простирания.

5) Наконец, очень важной стороной для определения возраста является преобладающее расположение жил с северо-восточным про-

стиранием, что вытекает как из моих наблюдений, так и из наблюдений всех вышеперечисленных авторов.

Все это позволяет предполагать, что жилы образовались:

1) после главной эпохи каледонского горообразования,

2) частью после интрузий одного из поколений пикрит-порфирита (северо-восточного),

3) сопровождая дислокации разрыва (частью открытые) северо-восточного направления главным образом и, редко, северо-западного и выполняя зоны дробления тех и других дислокаций,

4) частью до образования молодых дислокаций, приблизительно, широтного простирания (р. Тулома).

Если сюда присоединить, что преобладающее простирание открытых трещин разрыва с жильными выполнениями является северо-восточным, то вероятнее всего связывать механику их образования с тангенциальным напором северо-восточного направления.

Все это делает маловероятным предположение Хаусена о третичном возрасте этих жильных образований и заставляет скорее связывать их с каледонскими или более молодыми дислокациями и интрузиями этих эпох. Но не исключена возможность и нескольких возрастов этих жильных образований.

В заключение привожу сравнительную табличку 65 минералогического состава кварцевых золотоносных жил финской Лапландии по Фирксу и вышеописаной жилы с р. Тулома (C. Fiercks, III, *136*).

Таблица 65

Жилы с р. Туломы	Жилы из финской Лапландии
Кварц	Кварц
—	Сидерит
Кальцит	Кальцит
—	(Магнезит)
Спекулярит	Спекулярит
Магнетит	Магнетит
Пирит	Пирит
—	(Халькопирит)

Сравнение указывает на близость этих образований и на возможность распространения подобных жил на территории Союза, что и было отмечено мною в 1927 г. (II, *60*). Интересно отметить и редкую встречаемость для этих жил платины в Финляндии.

Глава XII

О ДИСЛОКАЦИЯХ РАЗЛОМА И ДВИЖЕНИЯХ ПО НИМ[1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Первоначально Бётлингк (1840 г.), а затем и крупнейший исследователь Кольского п-ва В. Рамсей (1890 г.) своими наблюдениями устанавливают ряд нарушений сбросового характера, расположенных вдоль северного, восточного и южного берегов Кольского п-ва, которые опустили (частью) располагающиеся по окраине формации осадочных пород (W. Bö lingk, II, *2*, стр. 198—201; W. Ramsay, II, *13*).

Рамсей, кроме того, устанавливает появление по линиям разлома кварцевых жильных масс, нередко цементирующих раздробленные различные породы кристаллического щита (II, *13*).

Несколько позже (1894 г.) А. П. Карпинский рассматривает древнейшие кристаллические образования Финляндии, Карелии и Кольского п-ва как горст, ограниченный сбросами, вокруг которого располагаются понижения, совершившие вертикальные перемещения, которые отражались и на самом кристаллическом массиве образованием расколов и трещин, по которым произошел целый ряд гребенообразных опусканий (напр., Белое море, Онежское и Ладожское озера и Финский залив) (III, *18*, стр. 99, и *20*, стр. 17).

С движениями около границ кристаллического щита связано и появление целого ряда складчатых дислокаций в более молодых осадочных свитах, заполнявших упомянутые понижения.

В. Рамсей в последующих своих работах (W. Ramsay II, *25*, II, *26*, стр. 1—4) снова обосновывает тектонические соотношения образований кристаллического щита с расположенными по окраине Кольского п-ва осадками и указывает, что это древнее горст-плато, названное им тогда „Фенноскандией", окружено на западе и севере (Норвегия) и северо-востоке (Кольский п-в) палеозойской складчатой системой, а с востока и юга—огромными сбросами. Кроме остатков складчатых цепей, в стране этой наблюдаются многочисленные сбросы и разрывы, которые совершались в различные периоды и, в конце концов, создали ныне наблюдаемые границы горста.

В период с 1908 и по 1913 гг. Седерхольм производит исследование сбросовых трещин в Финляндии и выпускает ряд работ, в кото-

[1] См. также главу XV, §§ 7 и 8.

рых производит геоморфологический анализ Фенноскандии и на основании последнего дает карточку распространения дислокаций разрыва и сбросов также на Кольском п-ве, часть которых приурочена и к исследованному мною району (J. Sederholm, III, *238*, и в особенности III, *239* и *240*).

В последней из указанных работ Седерхольм производит сравнение трещинной тектоники Фенноскандии с трещинной тектоникой сейсмических (Калифорния, Аляска) и вулканических областей (Калабрия) и приходит к заключению, что трещинная тектоника возникла в результате влияния пликативных процессов в глубинной зоне пластичности (Plastosphäre) на вышележащую хрупкую зону (Sklerosphäre), реагировавшую бесчисленными разломами и сбросами, играющими столь важную роль для создания современной геоморфологии Фенноскандии.

Уже при самом начале моих работ в районе Кольского фиорда (1911 г.) сопряженность форм рельефа с внутренней тектоникой кристаллического основания не могла остаться незамеченной. Но особенно выпукло эта связь выявилась, когда наблюдения распространились на бóльшую площадь и когда в конце работ 1912 г. на Палагубском п-ве мне удалось установить крупное нарушение сбросо-сдвигового характера (по типу перемещения) с амплитудой около 0.5 км.

В последующие годы работ (1914 и 1915 гг.) мною собраны были довольно значительные материалы по дислокациям разрыва, и произведенный синтез наблюдений кратко был изложен в отчете о работах 1923 г. (А. А. Полканов, II, *51*) и доложен был весной 1922 г. в заседании Русского Минералогического о-ва.

Выводы эти вкратце сводятся к следующему:

Все дислокации разрыва разбиваются на 4 группы: 1) открытые трещины-дайки, 2) закрытые трещины, 2) зоны дробления и 4) брекчии трения.

Направления всех дислокаций разрыва в общем не находятся в зависимости от элементов залегания пород кристаллического щита, а подчиняются иным правилам.

Дислокации возникали, вероятно, в различное время, начиная от до-кембрия, и продолжались в более молодое время, приурочиваясь к палеозою—каледонской и герцинской эпохе дислокаций, а может быть и еще моложе.

Анализируя составленные диаграммы с точек зрения механики и представлений Г. Клооса (H. Cloos) о механике интрузий, можно предполагать, что и система наблюдавшихся мною дислокаций разрыва может считаться образовавшейся в результате тангенциального давления, возникавшего при различных фазах орогенических процессов каледонской и, вероятно, герцинской эпох. Закономерность распределения различных типов дислокаций разрыва и определяется, главным

образом, направлением действовавшего тангенциального давления вышеупомянутых эпох горообразования.

Основанием для предположения существования на севере и северо-востоке от Кольского п-ва дислокаций каледонской и, может быть, герцинской эпохи служили тогда, с одной стороны, интенсивные складчатые дислокации на Рыбачьем п-ве, описанные Фиандтом в 1911 г. (A. Fieandt, III, *135*), но отмеченные уже в работах В. Бётлингка (W. Böthlingk II, *2*, стр. 199), Киля (II, *5*) и В. Рамсей (W. Ramsay, II, *13* и *25*), и установленный О. Хольтедалем в восточном Финмаркене в Норвегии шарриаж каледонской эпохи (O. Holtedahl, III, *185*, *184*, *180*, и позже III, *182* и *183*), с возможным продолжением на восток (Рыбачий п-в и т. д.), а также вероятное продолжение тиман-канинских дислокаций на СЗ от п-ва Канин.

В это же время А. П. Карпинский высказывает положение о тангенциальных орогенических движениях по окраинам горста, из которых северо-восточная дислокационная окраина Кольского п-ва (Кильдин, Рыбачий и Варангер), Канина и т. д. связаны с границами северо-западного кристаллического горста (III, *19*, стр. 588, см. также Ф. Н. Чернышев, III, *55*).

Подробные данные этих моих работ не были мною опубликованы в надежде, что при последующих исследованиях мне удастся уточнить полученные результаты и пополнить их новыми материалами на новых площадях. Однако маршрутный характер исследований последующих лет (1923—1927 гг.), при полном отсутствии топографической основы, и в общем плохая обнаженность района заставили мало-по-малу прекратить совершенно подобного рода наблюдения. Лишь в 1925 г., воспользовавшись тем, что сильный шторм запер нашу иоллу в бухте Одинцовка, и тем, что для этого района имелась хорошая топографическая основа, я смог уделить около двух дней на систематическое изучение трещинной тектоники на хорошо обнаженном, но не всюду доступном отвесном побережьи Сев. Ледовитого океана.

Этих данных, конечно, совершенно недостаточно для решения сложных проблем тектоники дислокаций разрыва, тем более, что и сама работа выполнялась моментами в едва переносимых условиях шторма, поднимающего неоднократно, на глазах, огромные водяные смерчи на океане, но все же получившиеся результаты несколько уточняют и углубляют нарисованную мною картину молодой тектоники кристаллического щита еще в 1922—1923 гг. (А. А. Полканов II, *51*, стр. 955—965).

В приводимом далее очерке я даю описание сделанных наблюдений только на Карелинском наволоке, отсылая читателя к части II труда „Описание наблюдений по маршрутам", где в главах, описывающих Кольский фиорд и западный Мурман, в особенности, а также

и других местах приводится описание наблюдений над дислокациями разрыва.

2. ДИСЛОКАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛИНСКОГО НАВОЛОКА

(см. карту, фиг. 22, и блок-диаграмму, фиг. 32)

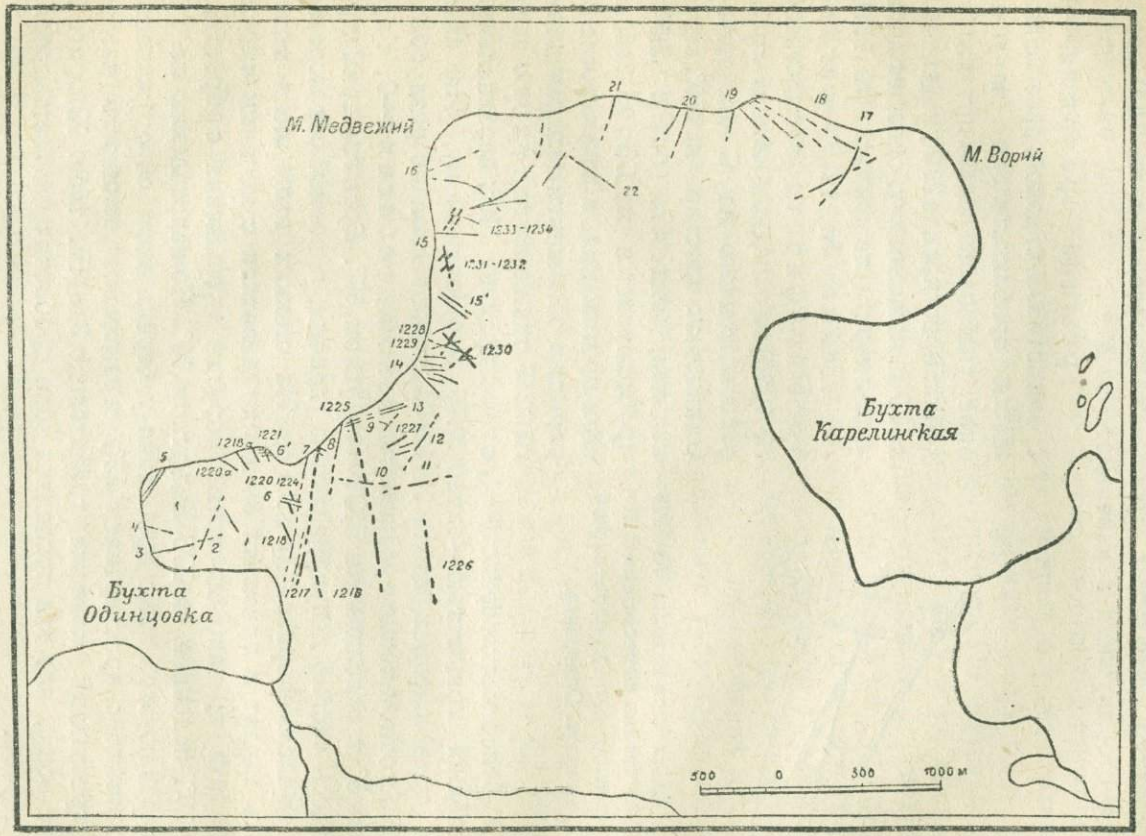
Северо-западная часть Карелинского наволока сложена гнейсо-гранитами с грубой гнейсовидной текстурой, имеющей простирание 110—120°, при падении около 70° на ЮЗ.

Местами в гнейсо-гранитах наблюдаются пластообразные реликты (или обособления) более основных пород типа амфиболита (или габбро-амфиболита) и редкие секущие жилы пегматита. В массе своей гнейсо-граниты имеют далеко не всюду интенсивную трещиноватость по направлению его отдельности, представляя часто монолитную массу на значительных протяжениях, как это видно на приложенных фотографиях.

Здесь на участке прибережной полосы от бухты Одинцовки и до мыса Ворий, общим протяжением около 4—5 км, наблюдались следующие дайки основных пород и дислокации разрыва (карта, фиг. 22). Дайка № 1226—оливино-авгитового порфирита у западного подножия возвышенности, примыкающей к колонии Одинцовка с востока. Простирание 173°, вертикальная, мощность около 2 м. Четвертичные наносы и растительный покров позволяют проследить дайку лишь на небольшом расстоянии.

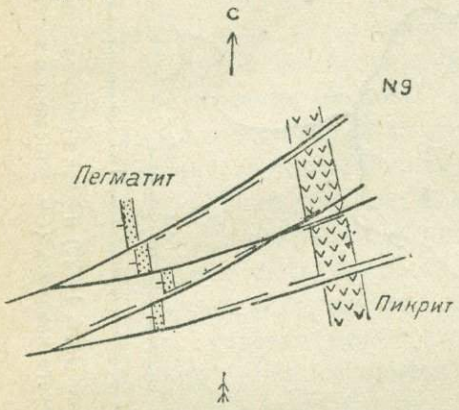
Дайка № 1225—мета-пикрита. Выход обнаружен на северном берегу мыска, огибающего губу Одинцовку с севера. Простирание 170°, вертикальная, мощность около 1.5 м. Южнее простирание дайки меняется—150°, и здесь дайка утоньшается и делится на более тонкие ветви приблизительно того же простирания. Более мощная ветвь тянется до южного склона холма, расположенного на север от колонии Одинцовки, и здесь скрывается под четвертичными наносами. Таким образом, общее прослеживаемое протяжение дайки около 0.5 км. По пути следования дайки (с севера на юг) были наблюдаемы следующие дислокации, пересекающие ее.

Зоны дробления гранитов—9. (См. фиг. 23). Гранит здесь раздроблен плоскостями кливажа на мелкие обломки (какирит гранита). По этим плоскостям кливажа и скольжения выделяется фисташково-зеленый эпидот и реже замечается кальцит. Зоны дробления распадаются на две системы: 1-я система имеет простирание 65°—это одна зона мощностью до 5—10 см, и 2-я система—две зоны с простиранием 75° и мощностью до 1 м. Эти зоны дробления пересекают дайку, но не производят в ней заметного смещения. Однако пересекаемая ими жила пегматитового гранита, имеющая северо-западное простирание и падение на ЮЗ, разорвана на отдельные участки, перемещенные друг по отношению к другу на 0.5 м (около). Отсюда можно заключить,



Фиг. 22. Схематическая карточка респространения дислокаций (№№ 1—22) и даек основных пород (№№ 1216—1234) на северо-западной оконечности Карелинского наволока. (См. описание в тексте).

что смещение участков пород этими разрывами происходило в вертикальном направлении. Так как угла падения пегматитовой жилы и наклона к горизонту зон дробления измерить не удалось, то амплитуда смещения осталась неизвестной. Несомненно, однако, смещение очень невелико. Эти зоны дробления прослеживаются на восток по другую сторону лога и маленького залива.



Фиг. 23. Дайка мета-пикрита № 1225 и жила пегматита, пересекаемые зонами дробления (№ 9). Карелинский наволок. Одинцовка.

Трещина разрыва — 10 с эпидотовой смазкой, располагающаяся приблизительно на половине указанного выше протяжения дайки; простирание 270°, падение 63° на Ю и, повидимому, смещает дайку мета-пикрит порфирита (№ 1225).

Дайка № 1216 — авгитового порфирита (тождественна № 1226) на западном склоне холма, расположенного на С от колонии Одинцовка: простирание 170°, вертикальная, мощность около 2.5 м, прослеживается на СЗ на небольшом протяжении, а затем после перерыва в обнажении находим дайку № 1218 также авгитового порфирита (более мелкозернистого), с простиранием 150°, вертикальную, но с меньшей мощностью — около 0.75 м. Повидимому, эта дайка является продолжением дайки № 1216. Дайка несколько раздроблена и на юговосточном конце прерывается зоной дробления—7, с простиранием 5° и падением на ВЮВ под углом 67°. Граниты зоны дробления здесь частью денудированы и удалены, и по ней образовалась неглубокая щель шириной до 0.75 м. На стенках этой щели можно наблюдать эпидот и примазки и жилки кальцита с мелкими выделениями пирита и, наконец, ясные борозды скольжения с простиранием 7—10°, падением на ЮЗ под углом 15°. По направлению на ССВ по простиранию этой зоны дробления у берега моря обнаруживается зона дробления с простиранием 15°, вертикальная, мощность раздробленых трещинами кливажа гранитов до 3 м (см. табл. XI, фиг. 1). Вероятнее всего, что эта последняя зона дробления является продолжением первой.

Прослеживая дайку № 1219 в северо-западном направлении, после перерыва в обнажениях, находим на берегу моря дайку № 1218а мета-авгитового порфирита с простиранием 150°, вертикальную и с мощностью около 2 м и, вероятно, являющуюся продолжением № 1219 (и 1216). Таким образом, дайка № 1216 (1218 и 1218а) прослеживается также на протяжении до 0.5 км (с перерывами), уходя на северо-

западе под уровень моря и на юго-востоке скрываясь под четвертичными наносами. На своем протяжении она перемещается разрывом с зоной дробления (7) и, вероятно, дайкой № 1217—щелочного пироксенита.

Дайка № 1217—щелочного пироксенита обнажается несколько западнее дайки № 1216. Простирание 15°, падение на СЗ под углом 75°, мощность 1 м. С северо-восточной стороны непосредственно к дайке прилегает открытая трещина, отрывая гранит висячего бока от висячего бока дайки. Ширина трещины около 0.5 м. Тело дайки не несет следов механической деформации. По направлению на СВ обнажения этой дайки быстро исчезают, но у моря обнаруживается ее выход с простиранием 15° и мощностью около 0.75 м. Таким образом, эта дайка прослеживается почти на 0.5 км, уходя на северо-востоке под уровень моря и на юго-западе под четвертичные наносы. На своем северном конце дайка пересекается двумя трещинами разрыва, смещающими каждый раз более северный участок дайки на запад; простирание этих дислокаций 100° и 110°, перемещения незначительны.

Далее на запад на мысе, огибающем губу Одинцовку с севера, были обнаружены следующие дислокации и дайки.

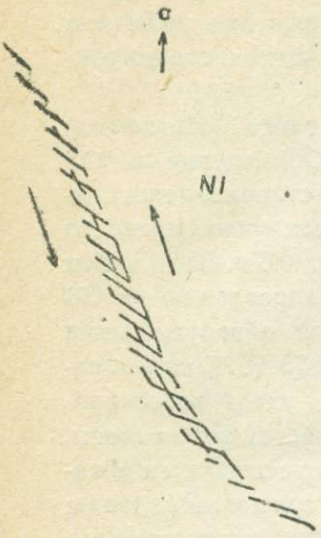
Перистая зона дробления—1 общее простирание 157°. Граниты разбиты трещинами кливажа, и весь пояс вместе с понижением рельефа изгибается на юго-восточном своем конце по направлению на СВ, вероятно, благодаря его падению на СВ. Имея небольшое протяжение, пояс раздробленных гранитов по направлениям на СЗ и ЮВ быстро исчезает, достигая наибольшей мощности 0.2—0.3 м. Смещения боковых пород не было замечено (фиг. 24).

Зона дробления—2 располагается несколько западнее предыдущей: простирание 20°, вертикальная, мощность до 1—1.5 м; на стенках видны борозды скольжения с падением под углом 10° на СВ. Раздробленные породы зоны частью денудированы, благодаря чему образовалась щель шириной до 0.05—0.10 м.

Трещина раскола—3 на юго-западной оконечности того же мыска: простирание 75°, падение на ЮВ под углом 75°, ширина (трещины) около 0.5 м. Происхождение этой трещины установить не удалось благодаря тому, что дно ее покрыто валунами. Вследствие перекрытия наносами трещина прослеживается на небольшом протяжении. Вероятно, это зона дробления.

Трещина раскола—4 на западном берегу мыса (того же): простирание 105°, вертикальная, борозды скольжения также вертикальны. По сторонам трещины не замечается сопровождающих расколов.

Две параллельные зоны дробления, сопровождаемые брекчией трения—5—пересекают северо-западный выступ мыска. Обе имеют простирание 30—35°, падение на СЗ под углом 75° и борозды скольжения с простиранием около 25—30° и падением на СЗ под



Фиг. 24. Перистая зона дробления (1) в гнейсо-гранитах. Карелинский наволок. Одинцовка.

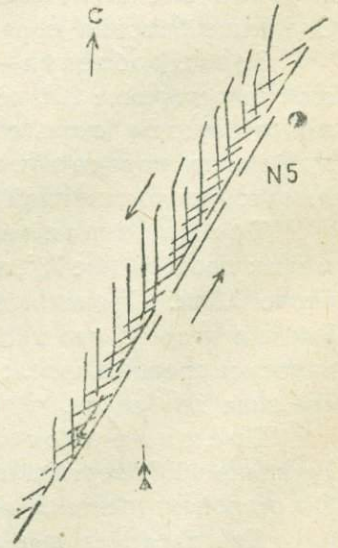
углом 8°. Одна зона дробления имеет мощность около 1 м (пояс расколов) и в ней располагается брекчия трения мощностью до 10 см, содержащая обильный эпидот, кальцит и выделения пирита. Вторая зона имеет брекчию трения мощностью около 15 см, также с обильным эпидотом и небольшим количеством кальцита и выделениями пирита. Одна система трещин кливажа, сопровождающая обе зоны дробления, изгибается до направления, близкого к меридиональному (355°) (см. фиг. 25). Помимо того, гранит пересекается здесь многочисленными тонкими жилками эпидота с простиранием 30° СВ.

Дайка № 1220—оливинового диабаза с небольшим количеством гиперстена, на северном берегу того же мыска. Простирание 140°, вертикальная, мощность 8—10 м. Прекрасно развита крупная призматическая отдельность. Трещины дробления в небольшом количестве наблюдаются только в приконтактовых частях дайки. По направлению на ЮВ дайка быстро скрывается под четвертичными наносами.

Дайка № 1220а—стекловатого оливинового диабазового порфирита располагается вблизи дайки № 1220 (на ЮЗ от нее). Это несколько тонких жилок, частью выклинивающихся, с простиранием 120°, вертикальные, и мощностью до 5 см.

Восточнее дайки № 1220 располагается дайка № 1218а, являющаяся продолжением 1216 и 1218 (см. выше).

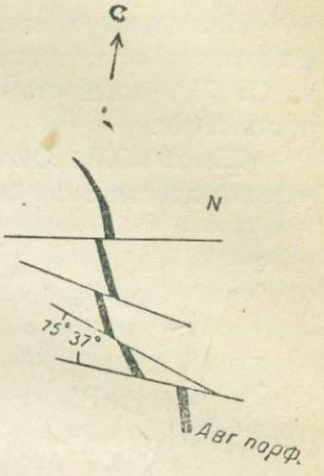
Дайка № 1221—мета-авгитового порфирита располагается несколько восточнее № 1218а. Простирание 155°, мощность 15—20 см и, повидимому, вертикальная. По ходу дайки с севера на юг был отмечен ряд трещин разрывов—6' (фиг. 26), перемещающих дайку: 1) с простиранием 75°, вертикальный; 2) с простиранием 95°, вертикальный; 3) с простиранием 105° и падением на ЮЗ под углом 70° и, наконец, 4) зона дробления с простиранием 90°, падением 37° на С, мощностью



Фиг. 25. Перистая зона дробления (5) в гнейсо-гранитах. Карелинский наволок. Одинцовка.

около 1.5 м; борозды скольжения горизонтальные. В местах разрыва и перемещений дайка осланцована.

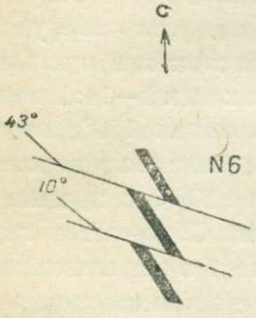
Рядом с этой дайкой отмечена другая, ей параллельная дайка, мощностью около 3—4 см. Идя от этой дайки в юго-восточном направлении, встречаем дайку № 1224 — стекловатого авгитового порфирита (неподалеку от дайки № 1218). Эту дайку, вероятно, следует считать за продолжение № 1221. Простирание 145°, вертикальная, мощность около 0.20 м. Дайку пересекают два разрыва —6 —с тонкими брекчиями трения гранита: 1) с простиранием 110°, почти вертикальный, борозды скольжения имеют падение на СЗ под углом 43° и 2) с простиранием 110°, почти вертикальный, борозды скольжения падают на СЗ под углом 10° (фиг. 27).



Фиг. 26. Дайка авгитового порфирита (№ 1221), смещающаяся разрывами (6). Карелинский наволок. Одинцовка.

Отсюда, идя по берегу к мысу Медвежьему, вслед за дислокацией—7—и продолжением дайки № 1217, наблюдались следующие дислокации и разрывы.

Закрытая трещина—8—простирание 12°, падение на СЗ под углом 70°. Трещина имеет очень большое протяжение и местами сопровождается параллельными ей разрывами. Наблюдая текстуру гранитов по сторонам трещины и участки гранита, обогащенные темноцветными минералами, можно убедиться, что эта дислокация разрыва не производит заметных смещений пород, ею разрываемых (см. фото табл. XI, фиг. 2).



Фиг. 27. Дайка авгитового порфирита (№ 1224), смещающаяся сбросами (6). Карелинский наволок. Одинцовка.

Далее на восток обнажается дайка № 1225 с дислокациями—9, ее разрывающими (см. описание выше), а южнее их, по направлению к дайке № 1226, мы встречаем (идя по западному склону возвышенностей) следующие дислокации и дайки:

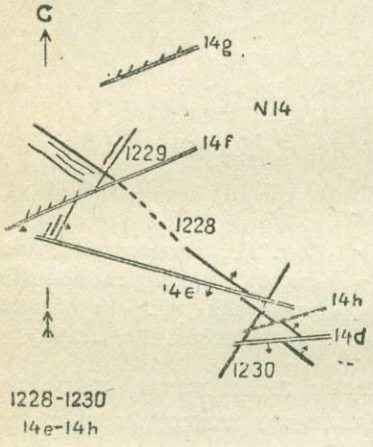
Дислокация—13—в виде ущелья около метра ширины, тянущегося в направлении 30° СВ. Это могла быть или открытая трещина-дайка, или же зона дробления, раздробленные граниты которой удалены действием морского прибоя.

Здесь же на линии современного прибоя можно наблюдать прекрасно выработанные в гранитных скалах различных размеров котлы; некоторые из них имеют диаметр до метра и значительную глубину.

Интересно то, что во многих из них сохранился сверлящий материал—некрупные гали и крупные валуны, хорошо окатанные и иногда почти шарообразной формы. Можно наблюдать также, как при ударе большой волны эти валуны приходят в движение, на глазах наблюдателя продолжая свою работу.

Несколько южнее обнажается дайка № 1227—щелочного пироксенита, тождественного № 1217. Простирание 45°, падение на СЗ 75°, мощность около 0.70 м. Дайка обнажается на небольшом протяжении.

Шагах в 50 на ЮВ наблюдаются дислокации—12: 1) трещина—ущелье простирания 30° (35°), шириной до 2.5 м; рядом с трещиной наблюдается много параллельных ей расколов; возможно, что это ущелье образовалось на месте системы параллельных закрытых трещин, путем денудации раздробленных пород; 2) несколько западнее от описанной трещины обнаружены еще две зоны дробления с простиранием 65° и 75°, почти вертикальные, мощность небольшая, борозды скольжения почти вертикальны.



Фиг. 28. Группа даек основных пород и пересекающие их дислокации. Карелинский наволок. Одинцовка.

Трещина дислокации—11—еще южнее; простирание 75°, вертикальная; тип дислокации не удалось установить.

Если следовать от дислокации 9 (см. выше) по скалистому берегу на север к мысу Медвежьему, то обнаруживаются следующие дислокации и дайки:

Группа дислокаций—14: 1) зона дробления с простиранием 130°, падением 75° на ЮЗ и переходящая в вертикальную, мощность небольшая; 2) две параллельных трещины простирания 100°, с падением у более северной 75° на ЮЗ и более южной 70° на СВ; участок гранитов, отсекаемый ими, небольшой ширины и имеет в вертикальном поперечном сечении форму клина; 3) еще севернее зона дробления—14a—с простиранием 110° и падением 60° на ЮЗ, мощность около 1 м; 4) затем трещина 14b с простиранием 75° и вертикальная; и, наконец, еще севернее 5) зона дробления—14c с простиранием 100° и падением 70° на СВ и мощностью около 20 см.

Несколько севернее этих дислокаций следует обнажение сети даек: № 1228—стекловатого оливиново-авгитового порфирита, № 1229—метаморфизованного порфирита (может быть порфировый авгитовый камптонит) и № 1230—метаморфизованного авгитового камптонита (см. фиг. 28). Порфирит

№ 1229 дает тонкие дайки числом 4, из которых две быстро выклиниваются, а остальные две прерываются сбросом 14е, по другую сторону которого их продолжения не обнаружено. Простирание их 35° СВ, падение 70° на ЮВ, наибольшая мощность 5 см.

Дайка авгитового камптонита № 1230 располагается несколько восточнее; простирание 30° СВ, вертикальная, мощность по направлению на ЮЗ увеличивается, достигая 1 м, и здесь дайка скрывается под четвертичными наносами (также и на северо-востоке).

Дайки оливиново-авгитового порфирита № 1229 числом 4—параллельные, из которых три быстро выклиниваются, и тонкие, и только одна наиболее северная прослеживается на значительное расстояние. Простирание 125°, у выклинивающихся даек простирание 120° СЗ и, кроме того, одна из них имеет еще более тонкий и короткий апофиз с простиранием 40° (45°). В северо-западной своей части эти дайки вертикальны, и наиболее длинная на юго-восточном конце своем падает на СВ (угол падения определить не удалось). Мощность последней из этих даек около 20 см и первых трех—от 5 до 10 см

Дайка № 1228—оливиново-авгитового порфирита сечет дайку № 1229—порфирита, не производя ее смещения (образцы контакта № 1229а) и на юго-восточном конце своем также дайку № 1230—авгитового камптонита, не вызывая также ее перемещения.

Помимо того, в этой сети даек отмечены следующие дислокации:

1) 14g—зона дробления несколько севернее сети даек № 1228—1229; простирание около 70°, мощность около 15 см; перистая сеть ее трещин имеет по преимуществу северо-западное простирание; 2) 14f—зона дробления, пересекающая сеть даек № 1228—1229; простирание по ее протяжению меняется от 65° до 75°; в юго-западном конце своем зона падает на юго-восток под углом 65°, а на северо-восточном—вертикальная; мощность колеблется от 10 и до 20 см; сопровождающие трещины раскола также северо-восточного простирания; эта зона дробления смещает дайку № 1229 и, пересекая дайку № 1228 (наиболее длинную), ее смещения не производит (на месте пересечения обнажения нет). Поэтому можно думать, что по этой зоне раздробленных пород происходило вертикальное перемещение и или северная часть приподнята, или же южная часть опущена. 3) 14е—зона дробления, секущая на южном конце дайки № 1229 и на своем восточном продолжении как дайку № 1228, так и № 1230. Простирание 105°, падение 70° на ЮЗ; мощность пояса раздробленных гранитов в западной части около 3—4 м и по направлению на восток уменьшается. По южную сторону этой зоны дробления продолжения двух даек № 1229 не обнаружено; дайка № 1228 этой зоной смещается и, наконец, дайка № 1230, наоборот, не смещается (на месте пересечения обнажения нет). Так как вертикальная дайка здесь не смещается и, наоборот,

наклонные дайки перемещены этой дислокацией, то можно думать, что здесь перемещение шло в вертикальном направлении и было или приподнято северо-восточное крыло, или, наоборот, опущено юго-западное крыло сброса. 4) 14d—зона дробления, пересекающая только дайки № 1228 и 1230: простирание 90—85°, падение на ЮЗ под углом 60°, мощность около 20 см. Зона эта смещает дайку № 1228 и, наоборот не перемещает дайку № 1230 (место пересечения не обнаружено). Отсюда также следует, что перемещение происходило и здесь по вертикали, и также северное крыло имеем приподнятым, или, наоборот, южное крыло опущенным. 5) 14h — дислокация разрыва, сопровождаемая небольшим раздроблением гранитов и перемещающая дайку № 1228, но не перемещающая дайку № 1230. Простирание 75°. Очевидно и здесь перемещение происходило по вертикали.

Далее на север к мысу Медвежьему были встречены два разрыва—15: 1) разрыв с простиранием 125°, падением 20° на СВ; 2) разрыв с простиранием 125°, падением 43° на СВ, борозды скольжения с простиранием 45° СВ, очень хорошо выраженные; по плоскости этого разрыва породы частью денудированы, отчего обнаруживается на месте его наклонная щель. Однако, быть может, вследствие однородности гранита смещения по сторонам разрыва не заметно (фот. табл. XII фиг. 1).

Фиг. 29. Пересекающиеся дайки авгитового порфирита. Карелинский наволок. Мыс Медвежий.

Еще севернее была обнаружена сеть даек № 1231—оливиново-авгитового порфирита (одна дайка) и № 1232—также оливинового порфирита –две параллельных дайки. Дайка № 1231 имеет простирание 165°, падение 70° на ССВ и мощность около 2 м. Дайки № 1232 параллельны и с простиранием 37°, вертикальны, мощность около 15 см. Дайка № 1231 пересекает дайки № 1232, немного перемещая на юговосток их северо-восточные участки (фиг. 29).

Еще севернее располагается зона дробления—15 с простиранием 90°, падением 32° на Ю; мощность пояса раздробленных пород около 1 м. На верхней поверхности расколов видны борозды скольжения с простиранием около 10° СВ.

Далее на север наблюдаются две параллельных дайки: №№ 1233 и 1234; № 1233—пикрит-порфирит, тождественный №№ 1217, и 1227; и 1234—диабазовый порфирит с оливином. Дайка № 1233 имеет простирание 37°, вертикальная, мощность около 20 см. Дайка № 1234 имеет простирание 20°, вертикальная, мощность около 10 см. Обе дайки разорваны зоной дробления с простиранием 70° СВ, падение 80° на ССЗ, по направлению на восток мощность ее увеличивается до 2 м. Зона дробления смещает южные отрезки даек немного на восток.

На мысе Медвежьем и на прилежащей возвышенности были встречены группы дислокаций—16: 1) две почти параллельные закрытые трещины с простиранием 45° и 40° и падением 45° на СЗ и 80° также на СЗ. Трещины сопровождаются более или менее параллельными расколами. По местам этих дислокаций усиленная денудация привела к образованию ущелий и понижения, которое отсекает возвышенность мыса Медвежьего от возвышенностей, расположенных далее на восток; 2) зона дробления у южного конца этих дислокаций—простирание 85°, падение 50° на Ю, мощность пояса раздробленных гранитов очень значительна; 3) на западной стороне мыса Медвежьего мощная зона дробления с простиранием 120°, падением 55° на ЮЗ и мощностью 1—3 м; пересекается с зоной дробления северо-восточного простирания на ее южном конце; 4) несколько севернее ее на круто падающем берегу зона дробления с простиранием 60—65°, падением 70° на СЗ и мощностью около 2 м.

Идя по северному берегу от мыса Медвежьего к мысу Карелинскому, наблюдались следующие дислокации: 1) трещина (?)—22—в виде ущелья около 1 м ширины; простирание 125°, падение 65°, на ЮЗ; генезис трещины не мог быть установлен; 2) дислокация—21—у уровня моря в виде ущелья шириной около 10 м; простирание 175°, падение 55° на В; генезис трещины-ущелья также не мог быть установлен; 3) две дислокации—20—у уровня моря, одна в виде ущелья шириной около 10 м, с простиранием 15—20° СВ, почти вертикальная, и другая также в виде ущелья шириной около 6—7 м, с простиранием около 30°, и вертикальная. Тип этих дислокаций также не мог быть установлен. 4) Две дислокации—19—одна в виде трещины ущелья шириной до 6—7 м (у уровня моря), с простиранием 10—15°, и вертикальная; другая почти рядом с первой, также трещина-ущелье у уровня моря шириной до 5 м, с простиранием 135°, и вертикальная. Природа этих трещин также ближе не установлена. Участок гранитов в районе этих дислокаций является чрезвычайно сильно раздробленным. 5) Две трещины—дислокации—18, с простиранием 135° и 125° и падением 70° и 75° на ЮЗ. Точнее природа этих дислокаций также не могла быть установлена. 6) Три дислокации—17—одна зона дробления, переходящая в брекчию трения и располагающаяся у восточного склона возвышенностей: простирание 35°, падение 60° на СЗ, мощность около 10 м; борозды скольжения с простиранием около 30° и падение на СВ под углом 10°; вторая (почти рядом на запад) трещина, быть может, закрытая, сопровождаемая рядом параллельных расколов, простирание 60°, вертикальная; благодаря денудации создается ущелье около 1.5 м ширины. Третья трещина располагается ниже на берегу и также на запад от первой: простирание 120°, падение 60° на ЮЗ, ширина около 0.25 м; природа ее точнее не могла быть установлена.

3. СИСТЕМАТИЗАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ДИСЛОКАЦИЯМИ РАЗРЫВА

Наблюдавшиеся дислокации разрыва можно грубо разбить на три группы: I—открытые трещины, II—закрытые трещины и III—зоны дробления (включая милониты)[1].

Будущие детальные исследования в условиях хорошей обнаженности несомненно позволят сделать более дробное разделение по генетическим признакам, что облегчит и интерпретацию всего процесса в целом.

I. Открытые трещины

Сюда относятся вышеописанные формации даек основных пород и жильные образования, заполнившие, очевидно, образовавшиеся открытые полости типа трещин.

Все ранее сказанное в отношении характера даек основных пород относится в равной мере к открытым трещинам (см. гл. XII). Протяжение этих трещин—даек от малых до нескольких десятков километров по непосредственным наблюдениям (20—30 км), мощность (величина зияния) от нескольких сантиметров до многих десятков метров (> 60 м).

Расположение трещин-даек нередко строго параллельными пучками (особенно для диабазов) по 3—5 даек. Замечательна выдержанность по простиранию на больших протяжениях для одной и той же дайки-трещины и тождественность залегания (простирания и падения) с другими подобными же телами. Изгибание одной и той же трещины-дайки происходит обычно не в больших пределах, и раз изогнувшаяся дайка-трещина или быстро выклинивается, или при новом изменении залегания принимает первоначальное преобладающее направление. Не безынтересно отметить и случай, наблюдавшийся на вараке у м. Зеленого на Кольском ф., когда дайка диабаза при простирании 15° отдает апофиз с простиранием 72°, который быстро выклинивается и осланцован, тогда как сама дайка сохранилась в абсолютной свежести (наблюдения 1912 г.).

В редких, сравнительно, случаях в теле дайки заключены обломки окружающих пород, что указывает на расположение тела дайки именно в открытом разрыве, и только в редких случаях по зоне раздробленных пород, как, например, тонкая дайка пикрит-порфирита в окрестностях Биологической станции (с. Полярное).

Та же характеристика трещин может быть дана и трещинам жильных образований, при их также значительном протяжении, выражающемся километрами и при малой мощности, если судить по приводимым данным для соседней части Финляндии—Килем, Подгаец-

[1] Группы зон дробления (3) и брекчий трения (4), разделявшиеся мною в 1922 г., я соединяю теперь в одну.

ким, Буковецким, Поповичем и Хаусеном (II, *5*, *9*, *15*; III, *40* и H. Hausen, III, *164*). По моим же наблюдениям жильные выполнения часто располагаются по поясам раздробленных пород (чаще основных пород!).

Из других интересных особенностей даек-трещин следует отметить, что некоторые из них заполнялись магмой не в один прием, а расплав передвигался по трещине с некоторыми интервалами, как это описано было мною для несимметричной дайки диабаза с Кольского ф. (А. А. Полканов, III, *37*), а в других случаях в уже отвердевшем теле диабаза возникали новые трещины, по которым происходило новое поднятие магмы той же эпохи вулканизма, как это было отмечено в диабазе с Караульной вараки на р. Туломе (1915 г.) и, повидимому, тоже в дайке авгитового порфирита на мысе Лас на Кольском ф.

Быть может к оживлению трещины в ту же вулканическую эпоху надо относить и жильное заполнение трещин и зон дробления, частью в тех же основных породах, отмеченное выше (!).

Замечательным является также, повидимому, то, что образование такой открытой трещины-дайки в большинстве не производит больших перемещений в стенках рассекаемых ими пород. Так, из 34 случаев наблюдавшихся пересечений даек друг друга только в одном случае (на м. Лас на Кольском ф.) не было обнаружено продолжения пересекаемой дайки на другой стороне пересекающей дайки (в пределах значительной обнаженности), во всех других же случаях тут же на месте можно было наблюдать совершенно незначительные перемещения.

Иногда тело дайки основной породы, подвергаясь физическому выветриванию и действию морского прибоя по трещинам их естественной отдельности (или еще лучше при последующем осланцовании и дроблении), удаляется нацело из занимаемой им полости. Так возникают часто ныне зияющие трещины, на стенках которых можно находить припаи черной основной породы, а на дне сохранившиеся корни дайки (см. фотогр. табл. XIII, фиг. 1), но такие же зияющие трещины образуются и за счет зон дробления (см. далее).

Приведенные выше статистические розы-диаграммы залегания даек указывают на закономерность пространственного их расположения в соответствии с определенным возрастом (см. гл. XII).

Возраст таких трещин-даек и жил, очевидно, определяется возрастом интрузивных тел и жильных образований, о чем было сказано ранее.

II. Закрытые трещины

Фотографии на табл. XIII, фиг. 2, и табл XI, фиг. 2, лучше объяснения иллюстрируют эти образования. Это—трещины раскола, не открывшиеся подобно предыдущей группе.

В некоторых случаях, повидимому, имеется какая-то сопряженность этих трещин с трещинами отдельности (Kopfflache, H. Cloos, III, *104* и *105*) гнейсо-гранитов, может быть выражающаяся в том, что подобные трещины образуются часто по направлениям преимущественной делимости пород кристаллического фундамента. Эта сопряженность может иметь также некоторое место и для образования открытых трещин-даек.

Протяжение таких трещин прослеживается иногда на значительном расстоянии. Типично также расположение трещин группами, субпараллельных друг другу.

Эта группа трещин, несомненно, внутри самой себя содержит различные типы, среди которых намечаются:

1) Закрытые трещины, не производящие видимых перемещений боковой породы, подобно открытым трещинам-дайкам. Такие трещины, в значительной части, и располагаются в пространстве параллельно дайкам (всегда ли?).

2) Закрытые трещины, производящие заметные и даже значительные перемещения пересекаемых ими пород. На фигурах 26 и 27 (дислокации 6, 6_1 . . .) виден характер перемещений, производимых этими разрывами в дайках основных пород и в кварцевой жиле. Перемещения эти, при вертикальном залегании даек и жил, в плане выглядят как сдвиги, по штрихам же и зеркалам скольжения являются сбросо-сдвигами, иногда с направлением движения, близким к горизонтальному,—с углами падения штрихов 45°, 30°, 5° и 0°. Но иногда эти штрихи располагаются и под бо́льшими углами, и наконец, даже по вертикали.

Перемещения, производимые такими сбросо-сдвигами, или, видимо, небольшие, или иногда такие, что не позволяют обнаружить продолжение пересекаемой ими жилы на другой стороне такой трещины сдвига (жила кварцевая на р. Туломе у Падуна, фиг. 20).

На плоскостях таких разрывов обычно наблюдаются смазка эпидотовая, хлоритовая и серицитовая (иногда кальцит).

Интересно отметить, что расположение таких разрывов является, повидимому, главным образом поперечным преобладающим направлениям даек (!?). Часто плоскости их наклонены и даже очень сильно по отношению к горизонту, и небольшие движения по таким плоскостям приобретают характер надвига небольших размеров (фотогр. табл. XIII, фиг. 1).

Генетически этого рода трещины ближе стоят к следующей группе—зон дробления.

Возраст этих трещин определить очень трудно, и он становится более определенным только тогда, когда такая дислокация пересекает какую-либо дайку или жилу.

Вследствие трудности точно квалифицировать каждое наблюдение над трещиной статистической обработке на диаграммах собранный материал мною не подвергался.

Смотри общую диаграмму трещин для Кольского ф. в моей работе 1923 г. (А. А. Полканов, II, *53*, табл. XI, фиг. 2).

III. Зоны дробления

В эту группу дислокаций мною причисляются полосы или пояса пород, нарушенных интенсивным образованием трещин раскола, уничтожающих монолитность кристаллического основания. Такие пояса раздробленных пород постепенными переходами связаны с брекчиями трения и поясами милонитов, которые включаются мною по ходу эволюции в одну и ту же группу дислокационных образований.

Зоны дробления всех этих типов подвергаются постоянно и всюду энергичному действию „врубовой работы" морозного выветривания, абрадирующей деятельности воды и бывшего оледенения. Поэтому подобные образования крупного масштаба оказываются постоянно глубоко абрадированными, а рвы, или трогообразные долины, образованные на их месте, заполненными четвертичными наносами, озерами и болотами, или заливами-фиордами и проливами на побережьи океана (фотогр. табл. XIV, фиг. 1). В этих случаях изредка на обнаженном коренном днище такого рва-долины или на его стенах удается наблюдать остатки поясов раздробленных пород, характер которых изучать очень трудно или невозможно (россыпи и плохая обнаженность), или в которых устанавливается хорошо только их общее направление, а иногда и положение в пространстве.

В 1914—1915 гг., при работах в районе Кольского фиорда, отказавшись от изучения зон дробления мелкого масштаба и изучая только образования крупного масштаба, я собрал, главным образом, материал по расположению этих образований в пространстве, и хотя общий ход эволюции этих дислокаций и был понят правильно, но детали этого процесса остались все же скрытыми и неясными (II, *51*, стр. 955—966).

На Карелинском наволоке мне пришлось наблюдать в 1925 г. зоны дробления, которые можно считать за начальную стадию этих образований (фиг. 24 и 25).

Как видно на фиг. 24 и 25, эти перистые трещины, или „Fiederspalten" по терминологии Клооса (III, *106*, стр. 96). В одном случае (№ 1) это система трещин, расположенных диагонально по отношению ко всему протяженю зоны дробления, в другом же случае к этим трещинам присоединяются пересекающая их другая система диагональных трещин и трещины, идущие по простиранию всей этой зоны (№ 5).

Клоос в упомянутой уже работе объяснял образование этой системы трещин движением двух глыб друг по отношению к другу в направлении, показанном на рисунке стрелками. Такое же толкование этим явлениям дает Бейли Уиллис (Bailey Willis, III, *299*, стр. 178), и Льюнгнер присоединяет к этому толкованию объяснение появления второй системы диагональных трещин обратными движениями, возникающими вследствие упругости пород, проявляющейся после первых толчков, или пароксизмов дислокаций (E. Ljungner, III, *205*, стр. 123; см. также H. Cloos, III, *103*, стр. 252—255; P. Holmquist, III, *176* и Э. Э. Лебедев, III, *29*).

В начальную стадию образований таких перистых трещин перемещения разделяемых ими пород не видно (фиг. 24), или же оно очень незначительно, но затем можно уже наблюдать перемещение пересекаемых ими тел (№ 14—14f перемещает дайки 1229 и 1228).

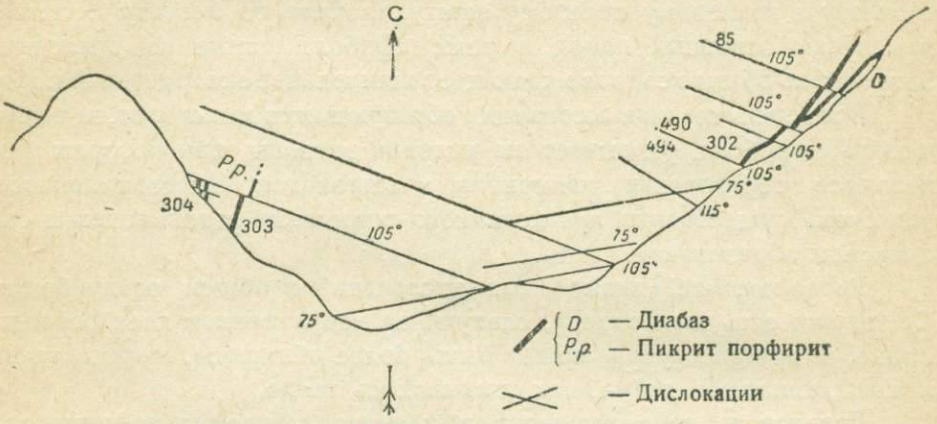
Но в таких случаях обычно уже появляется пояс сложно раздробленных пород (фотогр. табл. XI, фиг. 1) и, кроме того, среди него образование пояса брекчии трения и милонитов различных типов (фотогр. табл. XII, фиг. 2).

Когда мы имеем дело с поясом раздробленных пород, то на плоскостях раскола можно наблюдать борозды скольжения, отражающие диференциальные движения отдельных глыб, разделенных этими трещинам и, конечно, не характеризующих общего направления перемещений. Когда же появляются пояса милонитов, то по направлениям их растяжения и бороздам скольжения можно видеть, что движение друг по отношению к другу таких глыб было близо к горизонтальному, т. е. подобно движениям сбросо-сдвигов.

Иногда такое перемещение ясно видно в плане по пересечению такими поясами дробления даек основных пород, как это показано на фигуре 23, 28 и 30.

Амплитуда этих перемещений обычно незначительна, в особенности если и зона дробления и милониты обладают также незначительной мощностью (см. фиг. 30). Однако, в 1912 г. был мною установлен пояс дробления и милонитов на протяжении 10 км по простиранию 100—105° от западного конца губы Оленьей и до переймы между Екатерининским о-вом и материком, вероятно, еще продолжающийся далее в обе стороны и производящий перемещение мощных даек диабаза на Палагубском п-ве в плане на 0.5 км (приблизительно—см. карту Кольского фиорда). Этот же пояс милонитов, почти вертикальный, смещает наклонную дайку диабаза в Екатерининской гавани, но в меньшей степени, чем дайку на Палагубском п-ве, откуда можно предполагать, что северная глыба, им отделяемая, является несколько приподнятой по отношению к южной, что отражается и в рельефе района и что указывает на общее движение глыб по наклонной линии (сбросо-сдвиг). Мощность пояса раздробленных

пород, частью сохранившихся на северном берегу губы Оленьей, больше 20 м. Абразия по направлению этой дислокации создала западную часть губы Оленьей, пролив между Екатерининским о-вом и материком и ясно выразилась в рельефе горы Вестник и в других местах, как это видно на фотогр. табл. XIV, фиг. 2.



Фиг. 30. Схема системы дислокаций на западном берегу Кольского фиорда близ губы Сайда.

Иногда такие пояса дробления совпадают с направлением ранее образовавшейся дайки, и тогда тело дайки превращается в амфиболовый или хлорито-эпидотовый сланец, являющийся бластомилонитом по основной породе, расположенный в поясе раздробленных пород, как это видно на фотогр. табл. XV, фиг. 1, обнажения осланцованной несимметричной дайки диабаза в губе Сайда.

Абразия такого пояса дробления также создает ясно выраженные отрицательные формы рельефа, как это видно на фотогр. табл. XV, фиг. 2.

Только морозное выветривание вскрывает потенциально заложенные трещины, разделяющие друг от друга диференциальные глыбы общей зоны дробления. Обычно же это одна целая порода, которой может быть присвоено название какирита, данное шведскими геологами (Svenonius).

Материал, цементирующий такие какириты, большей частью берется из окружающей породы — кварц, кальцит, эпидот (хлорит, серицит, амфибол и тальк); часто наблюдающийся пирит в мельчайших кубиках, может быть, указывает на достигавшие до изучаемых горизонтов теплые растворы. Об этих процессах уже отчетливо говорят: появление обильного кварцевого материала и кальцитовых жилок, а так же жильный материал формаций жил, описанных ранее, иногда цементирующий зоны дробления (кальцит, кварц, пирит и другие).

Но такие наблюдения при машрутном характере моих работ являлись единичными.

Точно так же в сравнительно редких случаях при дальнейших стадиях раздробления появляются нормальные катаклазиты и переходы к нормальным милонитам-филлонитам.

В большинстве же случаев происходит перекристаллизация пород с появлением новообразований эпидота и альбита и серицита по плагиоклазу и калиевому полевому шпату, хлорита по биотиту и темным минералам основных пород и реже афибола также по последним. Затем очень обычно сопровождающее значительное окварцевание пород.

Вся перечисленная ассоциация образующихся минералов, за исключением амфибола, указывает на условия эпизоны, при которых происходило образование какиритов и милонитов (бластомилонитов), что очень существенно для истинного понимания возникновения описываемых образований.

Расположение описываемых дислокаций в общем разнообразно. Среди них есть одна группа, следующая направлениям даек основных пород, и другая группа может быть более обширная, пересекающая и смещающая эти дайки, как указывалось выше.

Вследствие невозможности в каждом случае квалифицировать тип дислокации, мною не производится статистическая обработка наблюдений на диаграммах. Суммарное распределение дислокаций для Кольского ф. было дано мною в диаграммах в 1922 г. (II, *51*, табл. XI). Частью, такие зоны дробления располагаются почти вертикально, но в значительном числе случаев наклонены под средними углами к горизонту (например, 30° на СВ для несимметричной дайки на Кольском ф., около 45—50° на ЮВ для перевала между губами Большой и Малой Волоковой на Кольском ф. и т. д.).

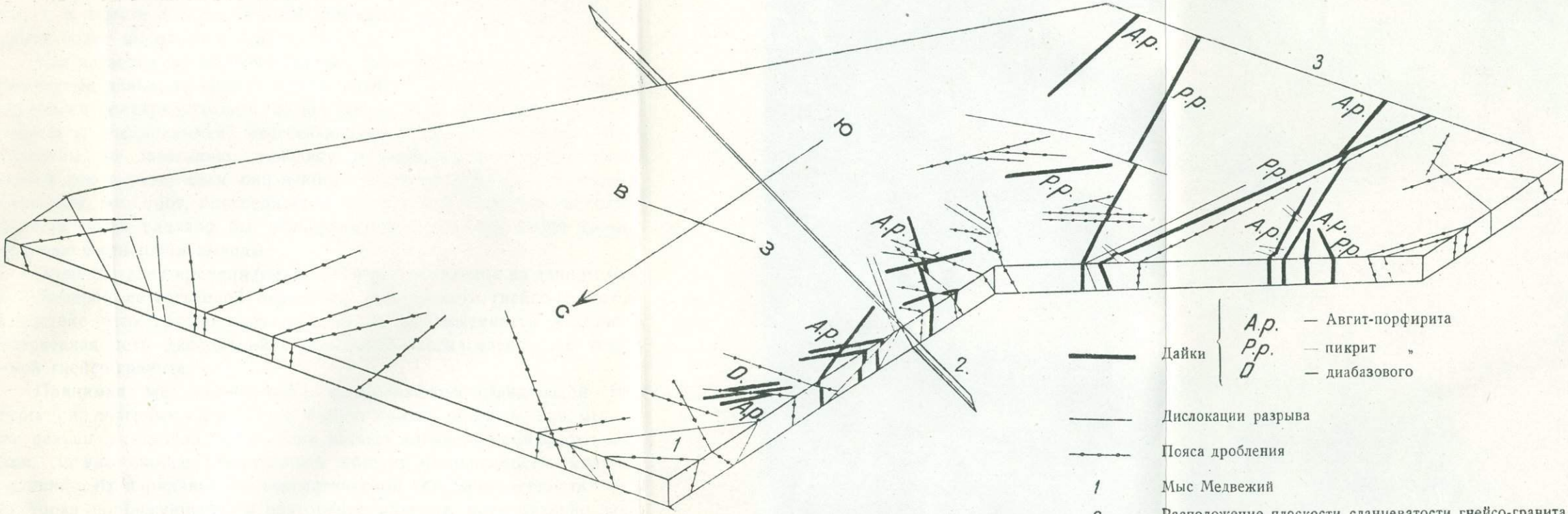
Другие важные закономерности в их расположении будут указаны далее.

Относительный возраст зон дробления может быть выяснен только путем определения характера жильных выполнений, но и то не в случае эндогенного (секреционарного) материала и по пересечению даек и дайками основных пород.

4. ГЕНЕЗИС, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТ ДИСЛОКАЦИЙ РАЗРЫВА

Небольшое количество моих наблюдений, к тому же порой недостаточно углубленных, не может дать сколько-нибудь полного решения поставленной в этом заголовке проблемы. Нужна еще специальная, большая и детальная работа геолога и петролога, чтобы приблизиться к разрешению этой задачи в целом. Нижеизложенные заключения, в сущности, являются лишь вторичной попыткой (первая в 1923 г., II, *51*) поставить эту проблему, дабы будущий исследователь имел ряд отправных точек в своем углубленном анализе.

Обратимся к анализу составленной блок-диаграммы тектоники северо-западной части Карелинского наволока (фиг. 22 и 31).



Фиг. 31. Блок-диаграмма трещинной тектоники северо-западной части Карелинского наволока. Одинцовка.

На блок-диаграмме (фиг. 31) мною передан весь собранный фактический материал с незначительными, в общем, схематизацией и интерполяциями.

По случайности (счастливой) на исследованном участке оказалась развитой почти исключительно формация даек группы пикрит-порфирита и многочисленные пересекающие их дислокации разрыва и пояса дробления, возникновение которых, совершенно очевидно, происходило или вместе с появлением открытых дислокаций и интрузий по ним, т. е. вместе с образованием формации даек, или же в другой период более молодого возраста.

Что касается до многочисленных дислокаций, не пересекающих упомянутые дайки, то хотя относительный их возраст не может быть установлен непосредственно, но все же их можно объединять почти целиком с дислокациями, пересекающими дайки, так как они тождественны по залеганию, генезису и минеральным выполнениям. Даже в том случае, если они и иного возраста, очевидно, их исключение, или, наоборот, присоединение не изменило бы качества толкования, а лишь сделало бы количественно мало или более сильно обоснованными наши выводы.

По недостатку времени (см. выше) я не производил на данном участке замеров естественной первичной отдельности гнейсо-гранитов, вследствие чего трудно сказать, в какой сопряженности находится начерченная сеть дислокаций с первичной постмагматической тектоникой гнейсо-гранита.

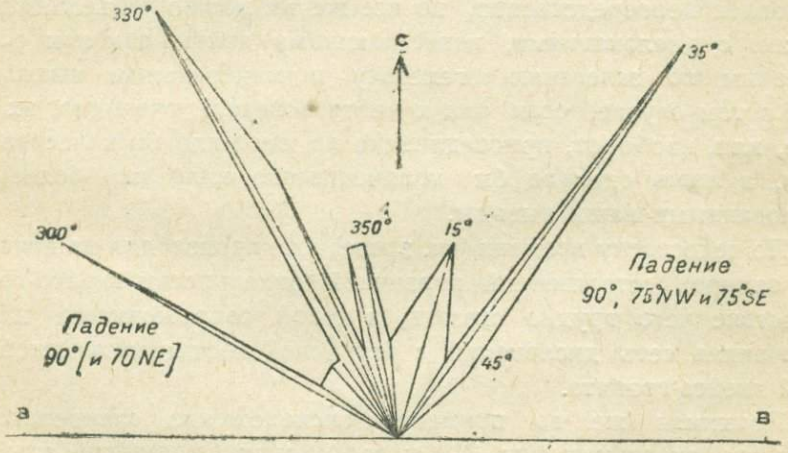
Принимая же во внимание расположение сланцеватой текстуры (см. диаграмму фиг. 31), которую можно принять, как мы это уже раньше указывали, за элементы частью магматической прототектоники, можно скорее предполагать общую независимость молодой тектоники от первичной постмагматической тектоники гранита, хотя некоторая сопряженность и повторение древних потенциально заложенных направлений делимости гранита здесь не невозможны. О подобной частичной сопряженности молодой тектоники с древней дает прекрасные примеры Льюнгнер в своем труде (E. Ljungner, III, *205*), и упоминалось мною выше при разборе закрытых трещин. Во всяком случае, такой сопряженности, на которую указывает Седерхольм, когда направление дислокации в районе Стокхольма следует изгибам сланцеватости пород, мне подмечать, как общее правило, не приходилось (J. Sederchoim, III, *240*). То же можно сказатьи о дислокациях, располагающихся в поперечном направлении к простиранию пород кристаллического щита.

Таким образом, в районе Карелинского наволока подлежат рассмотрению две группы дислокаций: первая, сопровождавшаяся интрузией основных пород, и вторая—последующая, нарушающая систему первых дислокаций.

Формация открытых трещин-даек образовалась, в свою очередь, в различные фазы времени. Если исключить единственную дайку диабазового порфирита, то, как видно из описания и диаграммы (фиг. 32), здесь существовали два поколения авгитовых порфиритов и одно поколение пикрит-порфиритов, образовавшиеся в такой последовательности (от молодых к старым):

молодые пикрит-порфириты—сев.-вост. простирания
авгитовые „ —сев.-западн. „
древние авгитовые „ —сев.-вост. „

Кроме того, имеются еще две дайки пикрит-порфирита с северо-западным простиранием неизвестного относительного возраста.



Фиг. 32. Роза-диаграмма простирания группы даек пикрит-порфирита. Карелинский наволок.

Как велико было различие во времени появления этих интрузий—нам неизвестно, но можно предполагать, что оно могло быть не большим в случае, когда авгитовые порфириты одного направления пересекают подобные же породы другого направления, и несколько бо́льшим, когда пикрит-порфириты (мадейриты) пересекают авгитовые порфириты, если считать, что интрузии эти питались единым очагом изменяющейся на глубине магмы.

Нет также никаких данных, чтобы определить интервал времени между возникновением формации даек и последующими их смещающими дислокациями.

Однако, принимая во внимание все эти оговорки, нельзя не отметить, что общий взгляд на блок-диаграмму показывает удивительную аналогию всей трещинной тектоники с постмагматической (или позднемагматической) тектоникой интрузий гранитов, известной по многочисленным работам Клооса (H. Cloos, III, *104*, *105*, *106*, *103*, *102*, *100*, *101* и др.). Эта аналогия позволяет сделать допущение, что и

система трещин, пересекающих дайковую формацию, может являться сопряженной с последними, представляя лишь последующую фазу одной эпохи тектонических процессов.

При таком допущении, имеющем очень большую вероятность, можно дать следующее толкование трещинной тектоники Карелинского наволока.

Совершенно очевидно, что вся система даек может быть приравнена к так называемой в технике паре линий Людерса или Мора (Lüders, Mohr) или известной в геологии паре Клооса (H. Cloos). Статическая диаграмма (фиг. 32) залегания этих даек обнаруживает два максимума (или 3)—сев.-восточного или сев.-западного направлений. Эти максимумы указывают на давление, действовавшее откуда то с севера, причем фактические данные допускают здесь две возможности:

1) или, как это следует по Клоосу, мы имеем дело с замыканием угла между парой разрывов Людерса-Мора, до 0°, и тогда каждый максимум указывает на самостоятельное направление давления с СВ и с СЗ,

2) или мы имеем дело с парой Людерса-Мора не смыкающей угла, что имеет место в технике, и тогда направление давления могло быть одним, направленным с севера.

Первая возможность является прежним моим толкованием системы даек в районе Кольского ф. Как раньше, так и теперь сохраняющим вес остается то положение, что одна система даек и одного состава—пикрит-порфириты—сечет другую систему хотя и близкого, но другого состава. Это говорит в пользу несколько различного возраста обеих систем (интервал времени, необходимый на эволюцию диференциации магматического очага) (А. А. Полканов, II, *51*, стр. 949—966).

Вторая возможность имеет за себя то основание, что пересекающаяся система даек состава авгитового порфирита имеет тождественный состав, а также и то, что роза-диаграмма построена на малом числе наблюдений; когда же мы перейдем к розе-диаграмме, объединяющей всю систему даек этой группы пород Кольского ф. и Карелинского наволока (фиг. 19), то указанные максимумы исчезают, и расположение дайк позволяет думать о возникновении пары Людерса-Мора (ср. такую диаграмму для даек только Кольского ф. в моей работе, II, *51*, табл. XI).

Так как обе возможности в сущности не исключают друг друга, то можно допустить как возникновение пары открытых трещин Людерса-Мора, так и пары Клооса в различных фазах времени одного и того же тектонического процесса и действия одного магматического очага. Давление, направленное с СВ, по этим данным было наиболее молодым.

В эту же эпоху, вероятно, возникла и часть закрытых трещин (может быть сопряженных с потенциальной делимостью гранита? См. выше).

Наличие Fiederspalten, а также их эволюция в различные типы зон дробления и милонитов, взятое вместе с тем, что перемещения по ним совершались по наклонным направлениям и часто близким к горизонтальному, указывает на возникновение всего этого комплекса образований также при условии тангенциального давления и позволяет их причислять к системе диагональных трещин, возникающих в интрузивных массах после образования формации аплитовых и лампрофировых жил, т. е. также позже образования открытых трещин. Сюда же, вероятно, надо причислять и часть закрытых трещин, сопровождающихся перемещениями (см. выше).

Итак, очевидно, можно предполагать что вся трещинная тектоника Карелинского наволока обусловлена тангенциальным напором с ССЗ и с С и затем с СВ, который вызвал появление закрытых и открытых трещин и двух или трех поколений интрузий основных пород, закончившихся интрузией мадейритов—пикрит-порфиритов, вслед за которыми образовалась сеть диагональных закрытых дислокаций, несущих признаки действия термальных вод (пирит, кальцит).

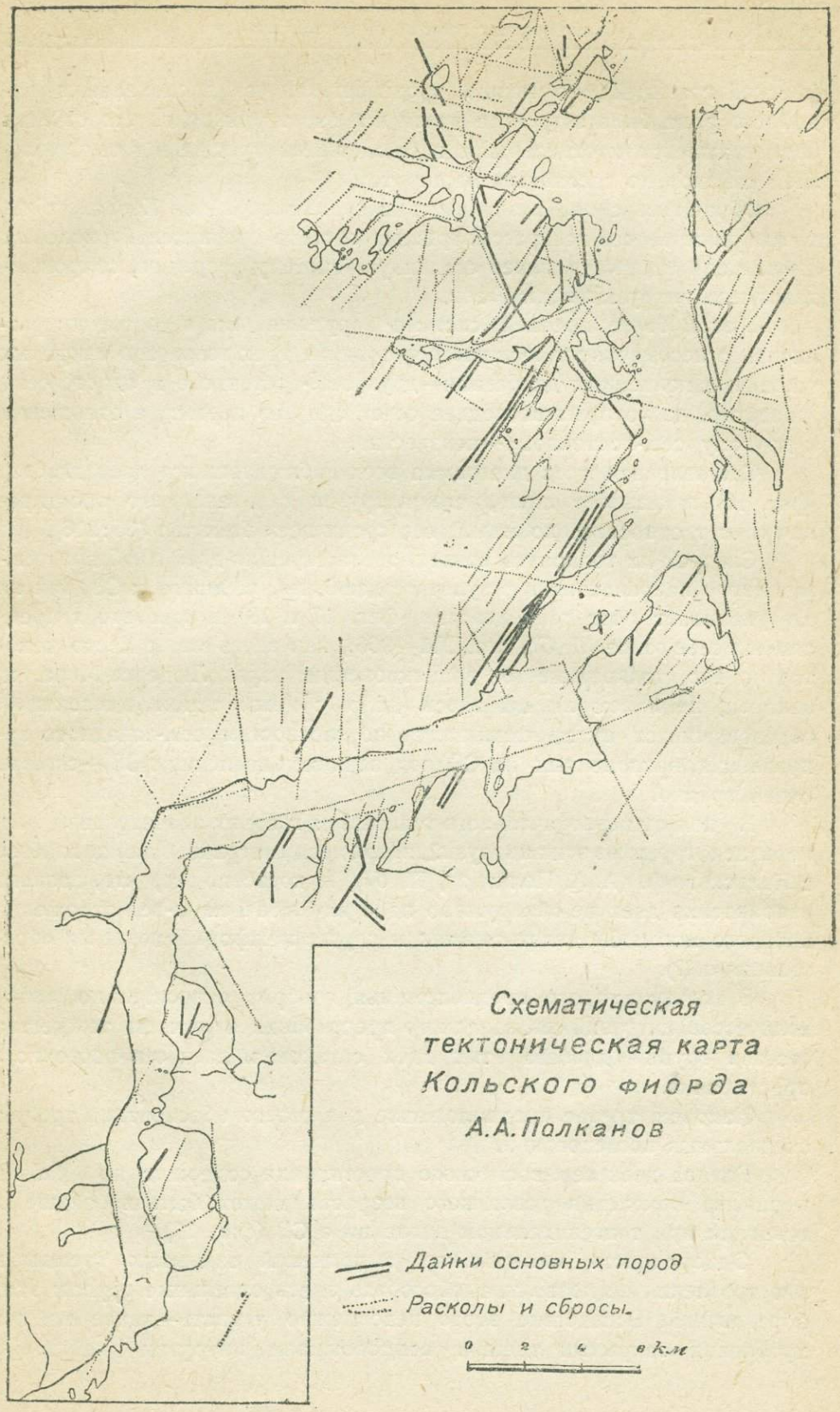
Вся эта система дислокаций находится в связи с наиболее молодыми из известных нам интрузий на Кольском п-ве.

Обращаясь теперь к району Кольского ф., исследованному мною с этой стороны еще в 1912, 1914 и 1915 гг., можно видеть на прилагаемых картах (стр. 441), составленных по фактическим данным и данным геоморфологического анализа, что здесь, благодаря одновременному присутствию интрузий нескольких поколений диабазов, кроме пикрит-порфиритов, тектоника района гораздо сложнее (см. карту Кольского ф. и схематическую тектоническую карту Кольцкого фиорда).

Одного взгляда на розы-диаграммы фиг. 19 и 32 и карты достаточно, чтобы сказать, что в отношении дайковой формации группы пикрит-порфиритов все сделанные выводы для Карелинского наволока сохраняют и здесь силу. Различие заключается лишь в том, что интрузии этой группы пород здесь крупнее по масштабу и что здесь обнаруживаются еще дайки этой группы пород более древней формации, чем диабазы (см. выше).

Здесь также развита система сопровождающих диагональных трещин дислокаций, производящих перемещение самих даек (напр. фиг. 30), и к этим направлениям относится описанная выше дислокация с амплитудой в плане около 0.5 км, пересекающая Палагубский п-в и другие места.

Далее, если судить по распространению даек, группы пикрит-порфирита на значительной части исследованной мною территории (их не было встречено лишь на пространстве между р. Туломой и


Схематическая
тектоническая карта
Кольского фиорда
А.А. Полканов
Дайки основных пород
Расколы и сбросы.
0 2 4 в км

финской границей), то можно предполагать, что дислокациями подобного рода была затронута почти вся эта территория, что отчасти подтверждается и отдельными наблюдениями трещин и геоморфологией районов по сделанным маршрутам.

Обращаясь снова к анализу дислокаций в районе Кольского ф., можно видеть, что вся рассмотренная система сравнительно молодых дислокаций нарушает ранее созданную систему разрывов, сопровождавшуюся интрузиями диабазов.

В этой более древней системе нарушений мы в состоянии различить с несомненностью лишь образование трех возрастов открытых трещин, заполненных диабазами—двух сев.-восточного и одного сев.-западного, из которых последнее сечет одно из первых, а отношение к другому сев.-восточному—неизвестно.

Составленная роза диаграмма всех наблюдавшихся даек диабаза (фиг. 16) показывает лишь, что интрузии сев.-западного простирания имеют относительно малый вес среди всех этих тел (65:218).

Следует ли толковать возникновение трещин-даек диабазов сев.-западного направления в результате давления, шедшего с СЗ, как на это указывает роза даек диабаза (фиг. 17 и 18) и как это я представлял себе ранее (II, *51*, стр. 951—966), или здесь имеет место некоторый вес толкование о возникновении пары Людерса-Мора, и, наконец, не имеем ли мы здесь дело с иным типом дислокаций, образовавшихся путем скалывания по плоскостям сев.-западного направления, наклоненных на СВ под влиянием давления с СВ,—сказать очень трудно.

В пользу первоначального толкования говорят значительные размеры некоторых из этих интрузий, напр., несимметричная дайка диабаза с Кольского ф. (А. А. Полканов, III, *61*), и косвенно то, что, данного направления даек не обнаружено пока на Рыбачьем п-ве, отложения которого могли бы являться в таком случае межформационными образованиями (?).

В пользу второго предположения говорит относительно малое количество интрузий сев.-западного простирания и отчасти тождество состава группы диабаза этих даек с таковым даек сев.-восточного простирания.

Наконец, третье предположение для своего обоснования требует специальных исследований.

Группа даек сев.-восточного простирания содержит по крайней мере два поколения различного возраста (может быть и больше) и возникла при тангенциальном давлении с СВ (фиг. 17).

Однородность минеральных выполнений закрытых трещин и зон дробления не позволила обособить здесь отдельные группы этих образований. Вследствие этого невозможно указать—какие из зон дробления закрытых трещин сопровождали интрузии диабазов и

возникали ли они вообще и, наконец, если возникали, то как были расположены. Может быть будущий геолог при тщательных исследованиях установит различие в минеральных выполнениях, тогда этот признак облегчит расшифрование этих вопросов.

По аналогии с дислокациями, сопровождавшими группу пикритов, нужно ожидать возникновения их и в эти эпохи интрузий, а так как можно предполагать, что дислокации тогда были значительно интенсивнее (судя по количеству и размеру даек), чем в эпоху интрузий пикритов, то, вероятно, и эти закрытые трещины и зоны дробления достигали тогда более значительных размеров.

Общая картина распределения таких дислокаций в районе Кольского ф. говорит в пользу такого предположения (см. тектонические карты Кольского ф.).

Выше отмеченная распространенность даек групп диабаза почти по всей исследованной территории (см. выше) позволяет думать, что и вся группа этих дислокаций также проявлялась по всей этой территории, что и подтверждается отдельными наблюдениями по маршрутам и геоморфологией этих районов.

Того же характера выводы применимы и для групп амфиболит-диабазов. Группа амфиболит-диабазов сев.-восточного простирания интрудирована по открытым трещинам, образовавшимся также, вероятно, в результате тангенциального давления. Если верна вышеуказанная связь этих даек с архейскими комплексами габбро-амфиболитов или сланцеватых амфиболитов, то, как это сказано было мною раньше, складчатые системы этих эпох образовались под влиянием давления, шедшего с юго-запада и юга, которое, очевидно было причиной образования открытых трещин, заполненных ныне амфиболит-диабазами и проч., и, вероятно, сопровождалось дислокациями другого типа.

Труднее объяснить таким же образом образование трещин-даек амфиболит-диабазов сев.-западного простирания, так как такого направления горообразующих движений в эти эпохи пока нам неизвестно. Может быть здесь применимо толкование образования даек по скалывающим поверхностям сев.-западного направления и юго-западного падения (!), под влиянием того же давления с ЮЗ. Во всяком случае, как указывалось, здесь возможны три эпохи интрузий, сопровождавших 3 серии дислокаций, аналогичных предыдущим.

Поля распространения этих даек, а, следовательно, и дислокаций, как указывалось, ограничиваются, повидимому, районом развития, главным образом, древнейшего комплекса гранатовых и слюдяных гнейсов и габбро-амфиболитов.

Наконец, необходимо здесь напомнить об обнаруженных сбросах, окаймляющих группы тундр Толпь—Кучин, с одной стороны, и Толпь II—Кеулик, с другой стороны, сопровождавшихся (?) появле-

нием интрузий перидотитов. В этих случаях мы имеем, повидимому, дело с грабенообразными опусканиями, давно хорошо известными для Фенноскандии, а в настоящем случае возраста карельского и (или) посткарельского (см. выше). Находятся ли эти сбросы в какой-либо связи с пликативными дислокациями—сказать трудно (вероятнее, что находятся).

Подводя итоги всему сказанному, можно видеть, что даже маршрутные геологические исследования устанавливают чрезвычайно сложную систему нарушений типа раскола-разрыва, перманентно нарушавших формации кристаллического щита с древнейших времен.

Уже в период постсвионийского или саамского (см. далее) диастрофизма, помимо возможных разрывов надвигового характера, появлялись расколы, частью сопровождавшиеся интрузиями даек амфиболит-диабазов (несколько поколений с сев.-восточным и сев.-западным направлением).

Сюда же надо прибавить возникавшую трещинную постмагматическую тектонику в массивах габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов, исследованием которой я не мог заниматься, но которая всюду по маршрутам замечалась.

В период постботнийского—свекофеннского диастрофизма (?), помимо разрывов и надвигов (см. выше), также, повидимому, возникали расколы, частью сопровождавшиеся появлением амфиболит-диабазов (тоже несколько поколений сев.-восточного и сев.-западного направления).

Сюда же также надо присоединить возникшую трещинную постмагматическую тектонику в интрузиях микроклиновых гнейсо-гранитов.

Может быть с эпохой посткарельского орогена связано образование сбросов и опускание свиты ботнийских (?) сланцеватых амфиболитов, сопровождавшееся интрузиями перидотитов. Сюда же, вероятно, надо отнести появление сбросов и опускание карельской свиты Печенга-Кучин и часть дислокаций—даек нормальных диабазов, вероятно, сев.-восточного направления.

Затем возникают дислокации и сопровождающие их интрузии даек диабаза (3 поколения) и интрузивного палеобазальта, часть которых должна быть отнесена к эпохе каледонского диастрофизма, а часть—к более древним (см. выше—посткарельская эпоха диастрофизма) и, может быть, к более молодым (герцинские?).

Наконец, новая серия дислокаций и связанные с ними интрузии нескольких поколений авгит-порфиритов—мадейритов может быть приурочена к эпохе тиман-канинского (герцинского) диастрофизма (?).

В какую эпоху происходило формирование жильной кальцито-барито-галенито-сфалеритовой формации—сказать трудно, но известное о тектонике этой формации позволяет скорее ее приурочивать

к каледонской или еще более молодой эпохе диастрофизма, в каждом случае после интрузии или диабазов или пикрит-порфиритов.

В настоящее время к выдвинутым мною в 1923 г. (II, *51*) обоснованиям складкообразования каледонской эпохи вдоль северного края (ССВ) Кольского п-ва и давления в ту же эпоху с СЗ имеются некоторые новые дополнительные данные.

Холтедаль в вышедших после 1922 своих работах по вопросам палеогеографии и тектоники Арктики устанавливает главную зону каледонских дислокаций, идущих от Нордкапа на ССЗ к Шпицбергену, и другую ветвь, идущую через Варангер п-в на восток (O. Holtedahl, III, *180, 182, 183*). Может быть отголоски давления, шедшего с ЗСЗ от этой главной зоны каледонской орогении и могли породить открытые трещины сев.-западного направления, заполнявшиеся интрузиями диабазов (?).

Что касается продолжения восточной ветви каледонид, то еще в 1925 г., во время экскурсии на Рыбачий п-в, мною был обнаружен там надвиг с СВ, расположенный на границе между Средним и Рыбачьим п-ом. При этом видно что свита конгломератов двигалась по смятой постели глинисто сланцеватой толщи, образуя на границе с последней типичное для границ шарриажей тектоническое месиво (Knetgesteine). Южнее этого надвига, уже на территории Среднего п-ва, мною обнаружено было также два разрыва и небольших надвига того же направления. Данные эти мною отмечены были в годовом отчете (II, *55* стр. 228) и были доложены в заседании Отд. Региональной геологии б. Геологического комитета в 1926 г., но не были опубликованы так как мною предположено было произвести в 1928 г. детальное исследования всего Рыбачьего п-ва [1].

В 1929 г. Вегман опубликовал работу, в которой уже на Финской части Рыбачьего п-ва устанавливает шарриаж на продолжении обнаруженного мною надвига в 1925 г. (C. Wegmann, III, *296*),

Таким образом, пояс интенсивных дислокаций каледонской эпохи (вероятно) от Финмаркена продолжается во всяком случае до Рыбачьего п-ва и, вероятно, еще восточнее, и спокойное залегание осадочной формации Кильдина, конечно, не может служить основанием для отрицания здесь дислокаций подобного рода, как теперь уже не свидетельствуют об отсутствии надвигов „спокойно" лежащие отложения Рыбачьего п-ва (!).

Только детальные геологические и геоморфологические наблюдения на всей исследованной мною территории позволят в будущем правильно наметить закономерности в распределении дислокаций разрыва. Маршрутные же исследования, при отсутствии детальных карт,

---

[1] Болезнь и прекращение вообще моих исследований на Кольском полуострове не позволили осуществить эту работу.

быть может и искажая несколько истинную картину, все же как будто бы намечают некоторые особенности их распределения.

Во-первых, бросается в глаза приуроченность дислокаций разрыва к береговой полосе, где развиты благодаря этому, а также и совершенной препарировке ледника и абразии моря, мелкие формы необыкновенно пересеченного рельефа. Но и здесь это распределение, повидимому, не вполне однородно, в связи с другой, второй особенностью в их распространении.

Эта вторая особенность заключается в том, что дислокации разрыва и связанная с ними мелкая пересеченность рельефа распределяются полосами, приуроченными к линиям современных фиордов и впадающих в них рек и уходят с ними в глубь материка.

Особенно это резко бросилось в глаза при пересечении водораздела между рр. Зап. Лицей и Китовским фиордом, когда, приблизительно в 8—9 км от последнего плавные и крупные формы рельефа на водоразделе (от самой р. Зап. Лицы) внезапно сменились, резкими мелкопересеченными формами значительно пониженной страны.

Связано ли это изменение рельефа только с таким же распределением предледниковой, ледниковой и послеледниковой эрозий, или все же в основе и зде ь лежит изучаемая нами особенность распределения трещинной тектоники, — может показать окончательно только будущее исследование, но мне думается, что вторая причина играет существенную и, может быть, главную роль.

Можно еще понять, с точки зрения высказанных представлений, большую частоту распространения дислокаций в прибережной полосе Кольского п-ва, вследствие близости кристаллической глыбы к поясу складкообразования.

Однако, вторая особенность с этих же точек зрения трудно понимаема.

Единственной более правдоподобной догадкой является предположение о расположении в этих направлениях более крупных разрывов или вернее их групп и, может быть, о некоторых более крупных перемещениях по ним уже крупных глыб кристаллического щита.

Обосновать эти представления, имея дело с основанием, сложенным кристалическими породами архея, очень трудно, но кое-какие данные как будто и в накопленных материалах имеются. Так, например, на карте распространения даек и дислокаций в районе Кольского ф. видно, что несимметричная дайка диабаза, тянущаяся в направлении с СЗ на ЮВ (из района, расположенного севернее губы Сайда), при каждом пересечении ее боковым фиордом значительно смещается, но наибольшее смещение происходит, когда эта дайка перекидывается с западного берега Кольского ф. у с. Полярное (Александровск) на восточный берег в губу Среднюю у водопада (см. также карту в моей работе о несимметричной дайке, II, *61*). Эта дайка „не повторяема",

и сомнений не может быть в ее смещении. То же показывают и другие дайки, но не так убедительно, вследствие их большой частоты.

При оконтуривании комплекса слюдяных гнейсов северо-восточная их граница на западном берегу Кольского ф. оказалась не совпадающей с таковой на восточном берегу, где она расположена южнее. Если это не обусловлено возможной неправильностью границ поля олигоклазовых гранитов и их мигматитов, то надо допустить и здесь возможность ее смещения путем передвижения восточной глыбы по отношению к западной.

Каков характер этих перемещений отдельных глыб друг по отношению к другу—судить очень трудно, но все вышеизложенные данные указывают на роль, и может значительную, горизонтальной слагающей.

Могли ли такого типа движения, к тому же распространенные, очевидно, на значительной, а может быть и на всей территории Кольского п-ва, быть обусловлены только давлением со стороны поясов складчатых цепей — сказать трудно, но, может быть, правильнее их приписывать влиянию подкоровых движений магмы в выше отмеченные эпохи горообразования, как это доказывает в своей блестящей работе Ганс Клоос „Bau und Bewegung der Gebirge“ для окрестностей Осло (Христиании) в Норвегии (H. Cloos, III, *103*). Правда, гипотеза выдвинутая Клоосом, еще не встречает общего признания, и Хаарман указывает, что данные Клооса можно истолковать как движение в обратном направлении благодаря соскальзыванию масс (E. Haarmann, III, *154*, стр. 221—222).

Важно, однако, доказанное горизонтальное перемещение отдельных глыб и возникновение в них внутренней, частью трещинной, тектоники, аналогично постмагматической (или позднемагматической) трещинной тектонике интрузивных масс.

Такое предположение легче и проще объясняет и возникновение открытых трещин-даек северо-западного направления в зависимости от подкорового движения магмы в том же направлении, а также и другие направления, делая понятным и широкое распространение этих явлений на огромной территории (!).

Таким образом, в объяснении генезиса трещинной тектоники отдельных частей Фенноскандии мы эволюционируем от прежних представлений, по которым доминирующими по значению считались вертикальные движения (например, W. Brögger, III, *88* и III, *89*), через представления Седерхольма и позже отчасти Асклунда, по которым трещинные дислокации возникают под влиянием пликативных движений пластических масс (Plastosphäre) на вышележащую склеросферу (Sklerosphäre) (J. Sederholm, III, *240*; B. Asklund, III, *62*), к представлениям, в которых учитывается большая роль тангенциального напора со стороны поясов складчатых цепей, как это мною высказано было в 1922 г. (А. А. Полканов, II, *51*), и что подтверждается детальными

исследованиями района Скагерака в Швеции Э. Льюнгнером в 1930 г. (E. Ljungner, III, *205*), и, наконец, к гипотезе Г. Клооса о влиянии подкоровых движений магмы на тектонику глыб кристаллического щита (H. Cloos, III, *103*), за которой в настоящее время можно признать большие основания и по материалам, собранным мною для кристаллического основании Кольского п-ва.

Будущему исследователю ставятся вопросы и требования дать определенные установки для разрешения этих крупных по значению проблем геотектоники.

Значение дислокаций подобного рода для геоморфологии исследованной территории совершенно очевидно из всего изложенного материала и прилагаемых фотографий карт и диаграмм.

Генезис рельефа, в связи с дислокациями, выявлялся многочисленными исследователями в работах до самого последнего времени (см. W. Brögger, III, *88* и *89*; J. Sederholm, III, *240*; B. Asklund, III, *62*; E. Ljungner, III, *205*).

Вопросов геоморфологии исследованного района я коснусь в специальной работе.

Однако было бы едва ли правильным все дислокации и передвижения сводить только в системе горизонтальных перемещений.

Для Фенноскандии вертикальные перемещения, горсты и грабены давно известны и доказаны (см. выше).

Несомненно они происходили и на территории Кольского п-ва, но еще установлены в небольшом числе случаев.

К наиболее древним грабенообразным опусканиям (вероятно, сопряженным со складчатостью) относятся описанные выше дислокации района т. Толпьвыд I и Толпьвыд II — Кеулик Пак—может быть карельского возраста и грабенообразное опускание комплекса тундр Печенга-Кучин—посткарельского возраста. Первое из них сопровождалось интрузиями перидотитов.

Хольтедаль в своих работах о геологии Финмаркена предполагает разрывы и опускание осадков нижнего силура, предшествовавшее отложению тиллитов более молодой формации Боссекоп (Bossekop) (O. Holtedahl, III, *185* и III *184*, стр. 104 — 105), принадлежащей к нижнему или среднему ордовичу.

Повидимому несомненны дислокации, опустившие осадочные формации Рыбачьего и Кильдина, указывавшиеся еще Бётлингом и Рамсей, как говорилось выше (W. Böhtlingk. II, *2*, W. Ramsay, II, *13*) и происшедшие, очевидно, после каледонских движений, но верхний предел их возраста ближе пока неизвестен.

Вероятно также существование дислокаций и опусканий, разрывавших и обрывавших цепь Тиман-Канина на западе (см. А. П. Карпинский, III, *18*, и А. Д. Архангельский, III, *2*), очевидно, последевонского и даже послепермского времени.

Так, устанавливаемые сбросы и опускания возникают вплоть до третичного возраста, когда образовались океанические впадины.

Для некоторых из более древних дислокаций можно было наблюдать их возобновление в последующее время. Сюда надо отнести новое раскалывание даек отвердевшей породы и Nachschübe той же магмы по мелким трещинам, а иногда, может быть, и явления более крупного масштаба. Таким же образом надо объяснить появление зон дробления (и трещин) по тем же дайкам с последующим их выполнением материалом барито-кальцитовой формации. Часто встречающееся образование на месте массивного тела дайки основной породы пояса какиритов с переходом в катаклазиты или даже бластомилониты в виде амфиболовых, хлоритовых и других сланцев—также указывает на оживление древних трещин новыми нарушениями, но часто с переменившимся значением (это уже зоны дробления).

В старых дислокационных трещинах, заполненных магматическими образованиями или материалом жильных выполнений, такое их возобновление может быть установлено, как видим, сравнительно просто. Надежного же критерия для определения возобновления неминерализованной дислокации указать пока нельзя. А между тем подобные явления, вероятно, происходили, и может быть в силу их наличия многие из древних трещин являются незалеченными до сих пор, как это указывалось мною ранее (II, *51*, стр. 959).

Если взглянуть на изображенную на карте береговую линию открытого Северного Ледовитого океана, то видно, что она на отдельных участках имеет почти прямолинейные контуры, совпадающие своим направлением с направлениями знакомых нам дислокационных трещин. На исследованном участке такими очертаниями (исключая фиорды) обладает южный и северный берега Мотовского залива, в особенности, например, входящий угол Пикшуевой губы и другие места и мысы, расположенные восточнее.

Совершенно очевидно, что наиболее простым объяснением такой морфологии является допущение, что южная граница грабена океанической впадины совпадала со старыми разрывами-трещинами, их возобновляя. Кроме того, граница эта только в грубых чертах является прямолинейной, в деталях же она нередко имеет форму фестонов, или зубчатой пилы, совпадая, очевидно, с линиями пересекающихся многочисленных древних дислокаций разрыва.

Вот почему можно предполагать, как это мною было указано еще в 1922 г. (II, *51*, стр. 962—964), что грабенообразные опускания в центральной Лапландии могут быть ограничены именно этими же направлениями разрывов, что особенно хорошо видно на обнаруженных опусканиях на хребте Толпвыд II — Вымь—Пак. Возможно также, что эти грабенообразные опускания являлись компенсирующими

сжатие или расширение и были в известной сопряженности с тангенциальными напряжениями и движением.

В связи с происходящим, таким образом, оживлением старых дислокаций возникает вопрос—как стратиграфически высоко возраст этих процессов мог подыматься?

В связи с этим очень интересны открытые трещины, которые мною были названы в 1922 г. „трещины, которые и по сию пору остаются открытыми и располагаются нередко по плоскостям контакта тела дайки с включающим ее гранитом" (II, *51*, стр. 956).

Здесь я имел в виду не те зияющие трещины, образованные по эродированным зонам дробления и дайкам, о которых упоминалось выше, а такие трещины, в которых обе стенки представляют слепок друг с друга, так что если трещину сжать, то порода сомкнулась бы снова без полостей. Такие случаи встречались неоднократно, но особенно поразительно, когда такая трещина находится на границе дайки и гранита, как, например, в дайке № 697 на юго-восточном берегу губы Сайда близ несимметричной дайки диабаза.

Я считаю, что мои наблюдения недостаточны, чтобы решительно высказаться о возрасте и генезисе таких образований. Седерхольм допуская только третичный возраст для некоторых нарушений Фенноскандии (J. Sederholm, III, *246*, стр. 51), возражает против представления Лейвиска, приписывающего мелким линиям разлома ледниковый и даже послеледниковый возраст (Leiviska, III, *204*, стр. 9).

Отмечая эти явления, я должен указать, что еще необходимы более веские и надежные наблюдения и тонкий анализ этих явлений с различных точек зрения, чтобы притти к какому-либо решающему заключению по вопросу об их генезисе и возрасте.

Вместе с этим надо отметить, что в различных частях Фенноскандии, помимо давно известных общих вертикальных движений земной коры в ледниковое и послеледниковое время, известны и локальные движения и дислокации, из которых один такой очаг был установлен точными набюдениями Таннера на западной части п-ва Средний (V. Tanner, III, *270*).

Такие же локальные вертикальные движения отмечены в очагах незатухших до сего времени сейсмических явлений в окрестностях Христианийского зунда и северо-западной части Ботнического залива (Sahestrom, III, *235*).

Ренквист в своей новейшей работе о сейсмических явлениях Финляндии указывает на целый ряд зарегистрированных землетрясений для территории Кольского п-ва, из которых нам интересны: район Колы (6 XII 1758 г.), район озера Энаре (31 XII 1758 г.), район Колы (18 II 1772 г.) северо-восточная Лапландия (21 II 1873 г.) и район оз. Энаре (4 I 1926 г.). (U. Renquist, III, *232*, стр. 15, 18, 31, 53). Эти данные позволяют ему расценить сейсмичность западной части Коль-

ского полуострова баллом 2—4 и побережья Северного Ледовитого океана и Рыбачьего п-ва баллами 5—7 при 0—1 в западной части Центральной Лапландии и максимальным баллом 27—34 на пространстве между Ботническим и Кандалакшским заливами.

Такое расположение наибольшей сейсмичности указывает на отсутствие непосредственной связи с очагом максимального поднятия, пространство же между Ботническим и Кандалакшским заливом им считается ослабленной зоной, возникшей в связи с максимальным поднятием близлежащей области. В этой ослабленной зоне действие горизонтальной слагающей силы и вызывает возникновение сеймических толчков.

Скудость таких материалов для Кольского полуострова не позволяет пока обращаться к сейсмичности этой области для объяснения возникновения вышеуказанных трещин и позволяет лишь высказать предположение, что и в послеледниковое время, может быть, эта сейсмичность иногда оживляла старые трещины.

Глава XIII

ГАББРО-ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ, ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ ИССЛЕДОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ [1]

1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

На исследованной мною территории впервые Шарль-Рабо в 1884—1885 гг. обнаружил выход нефелинового сиенита близ берега Ното-озера среди развитых в этом районе „гранулитовых гнейсов" по определению Ш. Велен (Ch. Rabot et Ch. Velain, II, *16*, стр. 56). В работе не описывается точно месторождения дайки и не описывается отдельно образца породы (!), на прилагающейся же карте месторождение обозначено в районе села Ристикенти.

Однако, в неоднократных экскурсиях в районе Ристикенти мне удавалось обнаружить здесь обширное развитие пород комплекса габбро-амфиболитов (см. главу IV) и секущие их жилы пегматитов и дайки диабазов, но нефелиновых сиенитов не было встречено.

Точно так же не было обнаружено образцов этих пород и в коллекции П. В. Виттенбурга, экскурсировавшего здесь в 1918—1919 гг., и никогда не упоминал о находках нефелиновых сиенитов в этом районе Б. А. Попов, многократно посетивший район Ристикенти.

Весьма возможно, что плохая обнаженность этого района и лесные поросли были причиной того, что как мною, так и вышеупомянутыми лицами не были обнаружены небольшие выходы щелочных пород, и может быть будущие детальные исследования пополнят этот пробел, или выяснят это расхождение.

Второе месторождение щелочных пород было обнаружено в 1899 г. Б. А. Поповым на водоразделе рек Зап. Лицы и Китовки на т. Малый Чагвеуайвиш (II, *28*). Попов посетил этот массив еще раз в последующие годы, но материалы его остались, к сожалению, не опубликованными.

По данным работы Б. А. Попова (II, *28*) и сведений, сообщенных им по моей просьбе, т. Чагвеуайв имеет следующее строение.

Краевая часть сложена существенно натровой-альбитовой породой (несколько десятков метров мощностью), состоящей из авантюринового альбита (1—3% An), эгирин-авгита, сфена и редкого турмалина, и переходит в другую существенно калиевую породу — гранит нордмаркитового характера, состоящего из альбита и микроклина,

---

[1] См. также главу XV, § 9.

иногда в равных количествах. Микроклин пертитовый, поросший лентами альбита, но, кроме того, есть и самостоятельно развитый альбит; кроме того, в породе развит эгирин-авгит и амфибол с плоскостью оптических осей $\perp$ (010), с желто-розовым и синеватым цветами полихроизма, схожий с кросситом, но с обратным расположением n_g и n_p. Редко встречается турмалин и флюорит и мало руды. Этот тип породы переходит в крупнозернистую породу почти того же состава, занимающую большую часть массива. В этой последней породе содержится микропертит менее правильного сложения, кварц, авгит с эгириновой молекулой и бедная слабо-полихроичная синевато-зеленая роговая обманка (натровая, но не арфведсонит), вероятно, вторичная, образовавшаяся за счет авгита.

Мне пришлось посетить этот массив в 1925 г. при пересечении водораздела рр. Зап. Лицы и Китовки. Однако экскурсия, сделанная из лагеря, расположенного километрах в 13—15 от тундры Чагвеуайв, позволила проработать на этом массиве всего лишь несколько часов (около 4 час.), и собранные материалы, естественно, не отличаются необходимой полнотой (II, *55*).

Следует отметить, что в литературе существует еще одно указание на это месторождение, а именно в работе Б. М. Куплетского приведен анализ энигматито-эгиринового гранита из северо-западной части Кольского п-ва (сбор А. А. Полканова между фиордами Лицким и Титовским (III, *28*, стр. 65 и 66). Указание это не правильно, так как анализ этот относится к щелочным гранитам с т. Гремяха между рр. Тулома и Кола (см. далее).

Третье месторождение щелочных пород—щелочных гранитов—было открыто мною на т. Гремяха в 1924 г. (III, *54*). Однако в поле эти породы, обладающие обликом нормального гнейса, не были поняты надлежащим образом, и отмечено было лишь их отличие от всего того разнообразия пород, с которыми мне пришлось тогда встречаться на Кольском п-ве.

В 1926 г. южнее тундры Гремяхи мною открыты были месторождения нефелиновых сиенитов, баркевикитового габбро и лаурвикитов, также в плохо обнаженной и покрытой частью лесами и болотами местности и после выпадения снега, так что потребовалось повторное посещение этого района в 1927 г., когда в небольшой промежуток времени, имевшегося в моем распоряжении ($1^1/_2$—2 недели) и была установлена ассоциация трех групп пород—щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и баркевикитового габбро—пироксенитов и лаурвикитов в одном массиве сложного строения общей площадью около 120 кв. км (II, *56*).[1]

[1] К сожалению, отчет о работах 1927 г. не был опубликован (хранится в архивах б. Геол. комитета). Тогда же, в 1927 г., мной был сделан сводный доклад по геологии этого массива в заседании Отдела региональной геологии б. Геол. комитета.

Четвертое месторождение щелочных сиенитов обнаружено было мною на Кольском фиорде. Это вышеупоминавшиеся эгирин-авгитовые фениты, образующиеся в контакте пикрит-порфирита с олигоклазовым гранитом (кварцевым диоритом) и за счет последнего, обнаруженные мною в районе губы Горячинской. Месторождение это мелкого масштаба, и, вероятно, подобные находки будут делаться исследователями в будущем неоднократно при внимательном изучении контактов пород группы пикрит-порфиритов (см. главу XII).

Этим исчерпываются действительные в настоящее время находки щелочных пород на исследованной мною территории, но следует вместе с этим указать и на некоторые возможности нахождения новых геологических тел, принадлежащих к этой группе пород.

1) В. Рамсей еще в 1912 г. указал (W. Ramsay, III, 227, стр. 1), что валуны нефелиновых сиенитов, встреченные им между озерами Кола и Пулозеро (в 1911 г.), являются совершенно не схожими с хибинским породами, что заставляет предполагать возможность коренного месторождения этих пород в районе на запад от озера Кола.

Валуны нефелиновых сиенитов встречались мною изредка в той же депрессии р. Колы и севернее, например, в районе Мурдозера (сев. конец), на восток от тундры Ньяммельвыд, что расположена южнее р. Кицы, и, наконец, севернее ст. Лопарской на р. Коле. Эти нефелиновые сиениты не схожи с породами с т. Умптек и с вышеуказанного массива Гремяха-Вермес и, кроме того, ассоциируют с валунами габбро и анортозитов, известных для районов тундр Монча, Волчья и Сальная. Все это лишний раз подтверждает возможность нахождения нового месторождения нефелиновых сиенитов в поле ледникового потока, двигавшегося с ЮЮЗ по депрессии р. Колы от ледораздельной части центральной Лапландии, т. е. где-нибудь в южной части исследованной мною площади или еще несколько южнее.

2) Валуны щелочных гранитов с т. Гремяхи ограничиваются своим распространением депрессией р. Туломы в части ее, расположенной на север от тундры. Затем они были встречены в южной части Кольского ф. вплоть до г. Мурманска, и, вероятно, будущий исследователь их обнаружит и севернее, но в сильном рассеянии. Это поле распространения валунов щелочных гранитов намечает ледниковый поток, двигавшийся по депрессии р. Туломы на СВ. В долине р. Колы валуны щелочного гранита встречались только в районе г. Колы, а южнее и восточнее совершенно исчезают. И вот неожиданно два валуна совершенно подобных же гранитов были мною встречены у южного подножья т. Ссывер, расположенной на широте города Колы, но в 37 км на восток от него, и два других валуна на т. Лоубпахк, расположенной как раз на широте т. Гремяхи, но в 64 км на восток от нее, причем в 8 км еще далее на восток (ЮВ) появились многочисленные валуны хибинских пород с эвдиалитом.

Наряду с валунами щелочных гранитов здесь встречаются редкие валуны габбро, повидимому, типа пород, распространенных на тундрах Монча, Волчья и т. д.

Могут быть две возможности, объясняющие эти находки. Во-первых, валуны эти отражают те стадии движения ледникового покров при максимальном оледенении, когда это движение, как это показали еще Рамсей и Таннер, могло быть почти широтным (W. Ramsay, III, *227*; V. Tanner, II, *41*).

Во-вторых, валуны эти могут быть принесены из нового месторождения щелочных гранитов, которое должно быть расположено где-то на ЮЗ или на Ю от района указанных находок и в пределах исследованного мною района или же еще южнее. Интересно отметить еще то, что в таком случае движение этого ледникового потока располагается на северо-восточном продолжении полосы распространения валунов нефелиновых сиенитов, не схожих ни с породами хибинскими, ни с т. Гремяхи-Вырмес, о которых было сказано выше. Возможность приноса валунов щелочных гранитов из месторождений в районе озера Сейвъур и р. Мореиок на восток от Лово-озера вряд ли вероятна (см. Б. Куплетский III, *28*, стр. 57).

3) Помимо всего этого, в депрессии р. Туломы мною обнаружены многочисленные валуны ряда ийолит-уртита, тингуаита, нефелин-порфира и т. д., содержащие значительное количество меланита. Наиболее южным пунктом их распространения является Луков наволок на левом берегу р. Туломы, выше устья р. Кожи (Кезиоки), где они обнаруживаются в размыве стадиальной морены. Затем далее на СЗ по р. Туломе они обнаружены были в размывах стадиальных морен у порога Кривца, у устья р. Гремяхи, у порога Юркина и порога Калепуха у Мурмаша, в городе Коле и у устья р. Колы (размыв конечной морены на горе Соловараке) и, наконец, у ст. Колы Мурманской жел. дор.

Вместе с этими валунами встречаются валуны грубо кристаллического известняка (или жильного кальцита?). обнаруженные в районе порога Кривец и севернее Кривца, валуны щелочных гранитов с т. Гремяхи, а у порога Калепуха был обнаружен валун сплошного титаномагнетита около 16 кг весом (см. II, *60*, стр. 21).

В упомянутом выше массиве щелочных пород Гремяха-Вырмес породы ряда ийолит-уртита мною были обнаружены, но ни одного образца, содержащего меланит, не было найдено[1]. Точно так же здесь совершенно не наблюдалось тингуаитов, нефелин-порфиров и т. д. Все это, взятое вместе с тем, что валуны этих пород распространены в таких пунктах, как порог Кривец и Луков наволок, нахо-

[1] Н. А. Елисеев в 1933 г. обнаружил в собранных им образцах эгиринита бледно-коричневый гранат.

дящихся не на пути движения ледника от месторождения вараки Вырмес, заставляет предполагать существование нового месторождения щелочных пород, расположенного где-либо в депрессии р. Туломы южнее Лукова наволока и вплоть до Ното-озера. Здесь приобретает интерес вышеупомянутая находка Рабо нефелиновых сиенитов в районе Ристикенти (Ch. Rabot et Ch. Velain, II, *16*, стр. 56). Следует лишь отметить, что на р. Туломе южнее Лукова наволока ни в размывах стадиальных морен у Шовны и Падуна, ни в других местах валунов нефелиновых пород мною не было обнаружено (!). Вышеуказанная часть депрессии р. Туломы перекрыта мощными четвертичными отложениями и сильно заболочена, и в ней обнаружены были исключительно редкие обнажения коренных пород, принадлежавшие к комплексу габбро-амфиболитов и прорывающих их гранитов и изредка даек основных пород.

Таковы возможности нахождения новых коренных месторождений щелочных пород на исследованной мною территории или южнее ее, если не считать указанную выше возможность встречи фенитов в контактах с дайками пикрит-порфиритов, столь многочисленных в этом районе.

Описание и петрология массивов Чагвеуайв, Гремяхи-Вырмес и фенитов с Кольского фиорда мною будет сделано в специальных монографиях, в настоящем же очерке я коснусь лишь первых двух массивов как геологических тел.

2. МАССИВ ЧАГВЕУАЙВ

Щелочные породы слагают здесь тундру Малый Чугвеуайв (часть) и, может быть, часть низины, южнее ее расположенную.

Обнаженность массива оказалась ничтожной. По небольшому числу встреченных коренных выходов, и учитывая морфологию района, можно предполагать, что площадь развития щелочных пород достигает 1.5 (— 2) кв. км., представляя несколько вытянутое в почти меридиональном направлении тело.

Заключающие породы (в редких обнажениях) принадлежали слюдяным гнейсам (комплекс биотитовых гнейсов) и пегматитам обыкновенного гранита, причем первые на восточной окраине массива имели северо-западное (325°) простирание и падение на СВ под углом около 80°. На западной окраине массива залегание гнейсов изменяется от обнажения к обнажению, имея юго-восточное (150°) простирание в южных выходах, которое после почти меридионального (175°) переходит в северо-восточное (42°), повидимому, огибая западный край массива (?). Падение (судя по одному определению) направлено под массив, т. е. в восточном направлении.

Приконтактовая полоса совершенно не дает обнажений на широком пространстве.

Почти во всех обнажениях восточной части массива породы крупнозернисты и в них наблюдаются флюидальность, полосатость в распределении темных минералов и перемежаемость различных петрографических типов; в центральной части массива (или даже западной) породы массивны и грубозернисты.

Простирание всех этих текстурных элементов почти всюду северо-западное (325°) с падением на СВ около 75° и изменяется в южной части в северо-восточное (10°), а в северной части к меридиональному (в обнажениях по озеру малый Чагвеяуриш).

Этих данных, конечно, недостаточно, чтобы квалифицировать тип интрузивного тела. Можно лишь предполагать, что вероятнее всего интрузия произошла по разрыву, приблизительно совпадавшему с общими элементами залегания слюдяных гнейсов, т. е. северо-западного направления и наклоненного на СВ (под большим углом).

Возможно, что интрузивная масса в известной степени видоизменила полость, образованную разрывом.

Таким образом, наиболее вероятно, что это тело относится, по классификации Клооса (H. Cloos III, *107*), к наклонным плутонам малой величины, образованным по разрыву (?), вероятно, почти совпавшему со сланцоватостью гнейсов.

Образование интрузии было, повидимому, синтектонично с разломом.

В интрузии развита гранитная фация пород (и в незначительной части гнейсо-гранитовая).

Внутренняя тектоника массива, вероятно, не самостоятельна. Контакт вероятнее всего аккордантен (или конкордантен) с геологической структурой окружающих гнейсов, и внутренняя тектоника частью конформна и дисгармонична (или гармонична) с окружающими гнейсами.

Среди пород, слагающих массив, мною были обнаружены:

1) альбитовый сиенито-гранит—I генерация (альбитит),

2) альбитовый сиенито-гранит—II генерация (альбитит),

3) эгирин-авгитовый гранито-сиенит, близкий нордмаркитам (иногда порфировидный),

4) пегматит (одна жила) секущий.

5) кварцевые жилы: а) с эгирин-авгитом—секущая, б) пустые и расположенные по флюидальности пород.

Минералогический состав в общем тождествен описанному Б. А. Поповым (см. выше). Все породы лейкократовые.

Первая генерация альбитового сиенито-гранита содержит до 82% авантюринового альбита и при 15.6% кварца и 2.25% эгирин-авгита и развита узкой полосой у восточной окраины массива. Западнее этой

полосы располагаются эгирин авгитовые гранито-сиениты, перемежаясь полосами с альбитовым сиенито гранитом второй генерации.

Эта вторая генерация является не чем иным, как альбитизированным эгирин-авгитовым гранито-сиенитом и потому связана с ним постепенными переходами (пневматолитный альбит).

Все обнажения (немногие) западной части массива оказывались сложенными эгирин-авгитовыми гранито-сиенитами, в той или иной степени альбитизированными, иногда грубозернистыми и содержащими шлирообразные скопления эгирин-авгита.

Отношение I генерации альбитовых сиенито-гранитов ко II и к эгирин авгитовым гранито-сиенитам осталось неясным.

В поле в одном обнажении на западном берегу озера Малый Чагвеяур были обнаружены неправильной формы тела альбитита, заключенные в эгирин-авгитовый сиенито-гранит; это дало мне повод думать, что последние являются более молодой генерацией. Однако обнаруженная при петрологическом исследовании альбитизация этих пород и образование двух генераций альбититовых пород, при том условии, что образцы этих включений из сглаженной скалы мне не удалось выколоть и исследовать под микроскопом, не позволяет быть уверенным в правильности такого толкования моего наблюдения.

Таким образом, в основных чертах формирование данного тела, можно предполагать, происходило в такой последовательности.

Интрузия (?) эгирин-авгитовых гранито-сиенитов.

Интрузия (?) альбитовых гранито-сиенитов по восточной окраине массива (I генерация).

Альбитизация эгирин-авгитовых сиенито-гранитов—II генерация альбититов.

Образование кварцевых жилок по сланцеватости.

Образование пегматитов и кварцево-эгириновых жил (со сфеном)—неправильные тела или секущие жилы.

Вопрос о том, являются-ли альбититы I генерации самостоятельной фазой интрузии, или же это диференциаты магмы, единожды заполнившей полость имеющимся материалом, не может быть решен окончательно. Точно так же и порядок появления альбититов I генерации по отношению к эгирин-авгитовым гранито-сиенитам, как видно из изложенного, мог быть обратным, чем это указано в схеме.

3. МАССИВ ГРЕМЯХА—ВЫРМЕС

Общая характеристика

Три комплекса пород, слагающие этот массив, занимают в общем площадь около 100—120 кв. км.

Сюда входят: тундра Гремяха (высота 438 м) и часть тундр—Пурнвыд, Острая, Верес и варака Вырмес, расположенные южнее ее

и, наконец, озерная и заболоченная депрессия между ними со значительными озерами Гремяха и Вырмес.

Обнаженность района только местами удовлетворительная, в низине же, где и развиты, главным образом, щелочные и нефелиновые сиениты, исключительно плохая, вследствие порослей, заболоченности и больших пространств, занятых озерами.

На востоке и юге массив оконтуривается комплексом гиперстеновых диоритов, изредка прорываемых нормальными гранитами и местами переходящими в амфиболиты и мигматиты. Простирание этих пород на ССЗ или ССВ с крутыми углами падения (около 75°), то на ВСВ, то на ЗЮЗ. Вследствие такого залегания восточная граница массива следует, приблизительно, простиранию гиперстеновых диорито-гнейсов, южная же, повидимому, сечет их вкрест простирания. В депрессии р. Гремяхи обнажений коренных пород не было встречено и, лишь судя по выходам у устья р. Гремяхи и на северных склонах т. Гремяхи, можно предполагать, что здесь оконтуривающими породами являются кварцевые гнейсо-диориты, местами инъецированные микроклиновыми гранитами. Предполагаемые контуры массива, может быть, частью секут направление их простирания (?).

С северо-запада и запада развиты породы комплекса гранатовых гнейсов и на т. Пурн-выд роговиковые породы, богатые гранатом. которые, вероятно, слагают и высоту 355 м группы Пурн-выд (обнажений не было найдено).

Гранатовые гнейсы на севере имеют простирание, как бы огибающее контуры массива, а на западе приблизительно следуют контурам массива (северо-северо-западное простирание). Их падение, в южной части на ЮЗ под крутыми углами и севернее на ВСВ.

Помимо того, выходы ороговикованных гиперстеновых гнейсо-диоритов были встречены южнее и севернее озера Вырмес, а выходы обычного гнейсо-гранита на правом берегу оз. Гремяхи, т. е. среди поля пород, слагающих массив. Очевидно, эти тела надо понимать как глыбы окружающих древних образований, заключенные в более молодой интрузивный комплекс.

Массив имеет вытянутую в северо-северо-западном направлении форму, в общем совпадающую с простиранием окружающих пород, и длину около 20 км при наибольшей ширине в 6 км, и на юге и на север сужаясь до 5 и 4 км.

Породы, слагающие массив, можно разделить на три комплекса, отличающиеся петрографически и по возрасту или фазам интрузий (хотя бы частью); начиная с более древних, это будут:

I. Комплекс пироксенитов - габбро - акеритов - пуласкитов-лаурвикитов.

II. Комплекс нефелиновых сиенитов.

III. Комплекс щелочных гранитов щелочных сиенитов.

1. Комплекс пироксенитов-габбро-лаурвикитов

Породы этого комплекса занимают, главным образом, южную часть всего массива, располагаясь по восточному и северному склонам группы тундр Пурнвыд и западным склонам тундр Верес и Острая и занимая часть депрессии между ними.

Среди пород этого комплекса располагается Вырмес-варака, сложенная нефелиновыми сиенитами, и на северной своей части породы этого комплекса охватывают с запада и востока поле развития щелочных гранитов.

В общем, на долю этих пород приходится несколько меньше половины всей площади массива (около 50 кв. км).

Замечательным свойством пород, слагающих массив, при всем их разнообразии, является почти постоянное присутствие хорошо выраженной флюидальной и плоскопараллельно-полосатой текстуры. Отметить следует также, что при самой совершенной полосатости структура нормальной магматической породы сохраняется или изменяется лишь постольку, поскольку порода затронута явлениями автометаморфизма или позднейшими метаморфическими изменениями.

Эта флюидальность и полосатость, подмечаемая на площади всего развития этого комплекса пород, дает в общем почти всюду ССЗ простирание и изредка меридиональное (в южной части) или СВ– на северном конце т. Пурн-выд и всюду падение, направленное на ЗЮЗ и запад (!), указывая этим самым, прежде всего, на геологическое единство всего широкого разнообразия этого комплекса пород. Другое важное указание, извлекаемое из такого залегания и, в частности, падения,—это различие в возрасте с комплексом щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов, имеющих, как увидим далее, другое залегание (падение).

Третье следствие—это указание на положение контактовой границы по отношению к окружающим древним свитам, которую надо представлять в виде плоскости, наклоненной на ЗЮЗ, вероятно, под углами несколько меньшими, чем падение окружающих диорито-гнейсов и гранатовых гнейсов. У восточной границы углы эти по замерам в отдельных случаях достигали падения в 55° и 60° на юго-запад. В центре массива углы эти иногда несколько круче—65° и больше. Те же величины имеет падение и у западной окраины массива.

Все это позволяет предполагать, что в данном случае мы имеем дело (по системе Клооса) с интрузией третьей величины, расположенной по трещине, совпадающей приблизительно с границей между двумя формациями и наклоненной на ЗЮЗ ($\angle$ 50—60°).

Интрузия произошла, вероятно, синтектонично с образованием разрыва.

Фация развитых здесь пород гранитная с ярко выраженными следами истечения и полосатой текстурой.

Внутренняя тектоника массива не самостоятельна и, вероятно, аккордантна с тектоникой окружающих масс и конформна с плоскостью динамического контакта, т. е. является дисгармоничной. В последующие эпохи этот массив претерпел нарушения, о которых будет сказано далее.

Породы, слагающие массив, можно разбить на две группы:

1) Группа пироксенита-габбро-анортозита.

2) Группа акерита-пуласкита-лаурвикита.

Обе группы пород обладают полосатой текстурой, в которой обычно и сочетаются различные разности (из перечисленных). Минералами, типичными для первой группы, являются: плагиоклаз не основнее № 55 и чаще кислее—до № 40. Пироксен ряда диопсид-титан-авгита. В основных разностях появляется железистый оливин, баркевикит[1] (или базальтический амфибол), часто заменяющийся темно-(буро)-зеленым амфиболом (обычно в габбро). Характерно присутствие, почти постоянное, биотита, иногда в значительном количестве.

В меланократовых типах очень обилен титаномагнетит сидеронитовый, часто хорошо видимый на-глаз.

В полосатой текстуре сочетаются пироксениты, часто оливиновые, с мелонократовым и лейкократовым габбро, иногда типа андезинита.

Эта группа пород развита по восточной, западной окраине и, наконец повидимому, в значительной степени в южной части массива.

Для второй группы типичен микропертитовый ортоклаз или даже крипто-пертит и затем в акеритах плагиоклаз ряда олигоклаза и олигоклаз-андезина, в пуласкитах альбит и в породах типа лаурвикита полное отсутствие в самостоятельном развитии обоих.

Цветная составная часть—диопсид-титан-авгит или, иногда, с примесью эгириновой молекулы, замещающий их амфибол, часто биотит и изредка оливин (в акеритах).

Полосатая текстура обусловлена, главным образом, распределением цветных компонентов.

Переход к вышеописанному габбро происходит, повидимому через акериты (?), а последние переходят в лаурвикиты и пуласкиты.

Группа этих пород лишь в небольшом количестве развита в восточной ветви массива, окаймляющей щелочные граниты, главным же образом они развиты на западе от массива щелочных гранитов и озер Гремяхи и Вырмес и, наконец, массива нефелиновых сиенитов.

Таким образом, можно предполагать, что наиболее молодой группой пород по образованию является группа акерит-пуласкитов-лаурви-

[1] Может быть эту роговую обманку лучше называть керсутитом.

китов, как располагающаяся в средней части массива. Интересно также отметить, что эти породы развиты ближе к висячему боку несколько наклоненного интрузивного тела (!)

Наконец, изредка, в различных частях этого массива встречались пегматоиды, обычно приближающиеся по составу к акеритам и иногда содержащие кварц. Жилы их неправильны, короткие, тонкие и быстро выклинивающиеся.

II. Комплекс нефелиновых сиенитов

Нефелиновые сиениты встречены были в двух местах сложного массива: 1) слагающими вараку Вырмес и 2) слагающими „Эгириновый наволок на восточном берегу озера Гремяхи.

Первое месторождение имеет площадь около 2 кв. км, второе же—незначительные размеры. На перешейке между озерами Вырмес и Гремяха обнажений не было встречено (задернованная низина), но, весьма вероятно, выходы на Эгириновом навалоке являются северной оконечностью полосы нефелиновых пород, развитых на Вырмес-вараке. В таком случае полоса этих пород имела бы длину около 7—8 км, при ширине около 1 км, и общая площадь их развития выражалась бы около 7—8 кв. км.

Таким образом, может быть, все это месторождение нефелиновых сиенитов также является телом вытянутым в северо-северо-западном направлении и залегающим южной своей частью среди пород комплекса габбро—сиенитов, а в северной части гранича с востока с глыбой включения гнейсо-гранита.

Породы и данного комплекса часто обладают прекрасно выраженной флюидальностью и полосатостью в распределении темноцветных компонентов и различных типов пород. Однако структура этих пород, не в пример щелочным гранитам, обладает свойствами нормальной структуры изверженных пород, как и у комплекса габбро-сиенитов.

Определение простирания нефелиновых сиенитов указывает на СЗ направление с падением на СВ под углом 50—60° для Эгиринового наволока и то СЗ, то СВ простирание на Вырмес-вараке при падении от 25 и до 80° на СВ или ЮВ и очень редко на ЮЗ (80° на главной вершине вараки).

Непосредственных контактов с окружающими породами не было встречено, но тождество в типе залегания с щелочными гранитами и обратное падение в сравнении с габбро-сиенитами заставляет связывать их геологически с первыми, считая, что они, как и щелочные граниты, моложе габбро-сиенитов (см. у щелочных гранитов). Однако возраст нефелиновых сиенитов по отношению к щелочным гранитам остался неизвестным. Контактовая полоса между щелочными гранитами и нефелиновыми сиенитами на Эгириновом наволоке не обнажена

на большом протяжении. Можно лишь по аналогии с хорошо изученным массивом щелочных пород из окрестностей Осло в Норвегии предполагать, что щелочные граниты являются более молодыми образованиями (?) (W. Brögger, III, *85*).

Совершенно очевидно из сказанного выше, что в системе Клооса плутон нефелиновых сиенитов определяется почти так же, как и плутон щелочных гнейсо гранитов, (см. далее), т. е. является телом третьего порядка, внедрившимся по трещике разрыва в габбро-сиениты и может быть имеющим с последними дисгармоничные отношения (?) и дисгармоничную первичную тектонику, конформную с плоскостью тектонического контакта. Точно так же щелочные граниты имеют аналогичную прототектонику с нефелиновыми сиенитами, являясь дисгармоничными к габбро сиенитам (см. щелочные граниты).

Вместе с этим существенным различием от щелочных гнейсогранитов является то, что здесь развита гранитовая фация пород с ярко выраженными явлениями истечения—флюидальности и полосатой текстуры.

Такое положение массива нефелиновых сиенитов говорит скорее об его геологическом единстве с массивом щелочных гранитов. В то же самое время образование различных фаций пород в обоих случаях заставляет допускать и различные механические условия, что в свою очередь позволяет предполагать, что фаза интрузии щелочных гранитов происходила уже при иных механических условиях.
приведших к образованию гнейсовой фации пород (см. далее).

Месторождения нефелиновых пород на Эгириновом наволоке и Вырмес-вараке существенно отличаются друг от друга.

Эгириновый наволок

Нефелиновые породы от пород комплекса габбро-сиенитов отделяются отдельными выходами обычных гнейсо-гранитов (!) (на юго-востоке). Так как падение сланцеватости (флюидальности) этих последних пород направлено на юго-запад, т. е. противоположно щелочным гранитам, то можно предполагать, что это скорее чуждая глыба древних пород кристаллического щита, заключенная среди пород изучаемого комплекса.

На юго-запад от этой полосы—глыбы следует депрессия около 90 м шириной, не имеющая никаких обнажений, и затем на самом Эгириновом наволоке выходят нефелиновые породы.

Участок, на котором можно наблюдать отдельные выходы нефелиновых пород, имеет по простиранию максимальную длину около 240 м при максимальной ширине в 70—80 м вкрест простиранию флюидальности.

Реставрируя геологическое строение по отдельным обнажениям, можно наметить здесь три полосы существенно различных пород:

1) северо-восточная полоса состоит в западной своей части из эгирин-авгитового фойяита, переходящего в породы типа мариуполита (канадита); в восточной же части полосы в выходах обнажены гастинг ситовые умптекиты. Полоса эта не менее 20 м ширины.

2) Средняя полоса, шириной также около 20 м, состоит из почти сплошного эгирин-авгита—породы, называемой мною „эгиринитом".

Замечательным свойством этой породы является то, что в восточной части этой полосы в одном обнажении обнаруживается субпараллельное расположение эгирин-авгитовых лучей, имеющих во всем обнажении ориентировку оси *C* параллельно азимуту 65° с падением на СВ под углом 22°. Глыбы гигантских субпараллельных сростков эгирин-авгита лежат на берегу наволока, и одна из них размером 110×35×20 см была вывезена мною для Геологического музея ЦНИГРИ.

3) Юго-западная полоса шириной 20—30 м сложена, повидимому, целиком породой, состоящей из гигантского размера эгирин-авгита (до 0.5 длины) и продуктов разложения, вероятно, нефелина, которая названа была мною ийолит-пегматитом. Может быть эгирин-авгитовые глыбы, лежащие на берегу, выпали из этого пегматита.

В восточной части наволока проходит разрыв с образованием брекчии трения как раз на границе эгиринитов и умптекитов, причем здесь же образуется жильное выполнение, состоящее из ассоциации минералов эгирин-авгит + микроклин + альбит, что указывает на очень ранний период дислокации. Простирание этой зоны дробления 125° при падении 40—50° на СВ.

В фации пород, развитых в первой полосе, должна быть отмечена близость структуры с щелочными гнейсо-гранитами.

Относительная последовательность образования различных типов, развитых здесь нефелиновых пород осталась неясной из геологических данных, но наиболее вероятна последовательность образования в порядке описания различных полос, т. е. последними образовались эгириниты и ийолит-пегматиты (может быть это одно целое).

Вырмес-варака

Лесной покров и задернованность делают обнаженность на Вырмес-вараке (относительная высота 60 м, абсолютная высота 260 м) исключительно скудной.

Сопоставляя отдельные выходы, можно реставрировать приблизительно такую картину внутреннего строения этого массива.

На северной и южной окраинах вараки не было найдено обнажений, по направлению же с востока на запад замечается такая последовательная смена пород.

На восточной окраине вараки в логу, отделяющем месторождение нефелиновых пород от комплекса габбро—сиенитов, развиты отдельные выходы сланцеватых эпидот-амфиболитов—бластомилонитов, имеющих северо-северо-западное простирание с падением 32° на ВСВ. Восточнее этих выходов располагаются высокие скалы, сложенные габбро обычного типа для этого массива. Западнее же этих амфиболитов располагается полоса развития тералитов и габбро. За счет каких пород произошли эпидотовые амфиболиты — бластомилониты — сказать очень трудно, но весьма возможно, что за счет тералитов (по впечатлению полевых наблюдений и некоторым данным микроскопического анализа) или же частью за счет габбро.

Полоса тералитов и габбро шириной около 300—350 м прослежена была по сравнительно редким обнажениям. Тералиты почти всегда амфиболизированы и цоизитизированы, но нефелин сохраняется в них часто свежим. Близ восточной их границы в них найден выход нормального габбро, с неизвестными взаимоотношениями к первым, а в западной части встречены пересекающие их жилки умптекитов (рибекитовых).

Западнее поля развития габбро и тералитов, после перерыва в обнажениях в несколько десятков метров, появляются породы ряда фойяита и уртит-ийолит-мельтейгита в пестром сочетании.

Не вдаваясь здесь в детали сложного и недостаточно ясного строения, можно сказать, что в общем мы здесь имеем полосу нефелиновых пород около 1 км ширины, сложенную, вероятно, главным образом породами ряда фойяита. Среди них встречены как разности биотитового фойяита, довольно широко распространенные, так и эгирин-авгитового фойяита, иногда содержащего немного рибекита. Иногда эти породы приобретают шонкинитовый характер благодаря почти полному исчезновению альбита, а в южном конце вараки были встречены изолированные выходы шонкинитового нефелинового сиенита (малиньита).

Среди поля фойяитов располагаются полосы пород уртит-ийолитового ряда, вытянутые в северо-западном направлении и, повидимому, не обладающие значительной мощностью (метры и десятки метров), хотя об этом очень трудно судить при очень плохой обнаженности. В ийолит-уртитах встречаются неправильной формы обособления (или включения) ряда мельтейгита или даже пироксенита.

Ийолит-мельтейгиты, помимо эгирин-авгита, содержат иногда амфибол рибекитового ряда и изредка биотит.

Среди серии фойяитовых пород встречены одна жила пегматита-фойяита и одна жила аплита—сильно канкринитизированного.

На западном склоне Вырмес-вараки обнажений не было обнаружено и лишь в некотором расстоянии на запад от протекающей тут р. Пурниоки было встречено обнажение пород ряда акерит-пуласкита с обратным падением его параллельно-полосатой текстуры.

Относительная последовательность появления всех этих различных типов пород не вполне ясна.

Судя по пересечению тералитов жилами умптекита, можно предполагать, что тералиты и габбро являются более старыми образованиями, чем породы, в состав которых входит калиевый полевой шпат.

Можно поэтому предполагать, что ряд фойяитов несколько моложе по времени образования.

Шонкинитовые нефелиновые сиениты, вероятно, связаны с фойяитами, переходя в них при исчезновении альбита.

Что касается до взаимоотношений ряда фойяита и уртит-ийолита, то геологические наблюдения никакого материала в этом отношении совершенно не дали.

Редкие пегматиты фойяита и аплиты являются более молодой генерацией, чем фойяиты.

Минеральных жил, подобных известным на т. Умптек и Луяурурт нигде не было обнаружено.

III. Комплекс щелочных гранитов

Породы этого комплекса занимают северную часть площади массива, слагая целиком тундру Гремяху и распространяясь несколько в депрессию р. Гремяхи на В и озера Гремяхи на Ю и занимая в общем площадь несколько меньше половины всего массива (около 50 кв. км).

Вытянутой формы тело массива щелочных гранитов граничит в северной своей части с гранатовыми гнейсами и, вероятно, с кварцевыми гнейсо-диоритами, в южной же части охватывается, или врезается в комплекс пород габбро-сиенитов, разделяя его на две части, и, наконец, на наволоке Эгириновом на восточном берегу озера Гремяха располагаются узкой полосой, может быть, между габбро-сиенитами и нефелиновыми сиенитами (?).

Типичным свойством пород данного комплекса является полосато-гнейсовидное сложение, при отсутствии нормальной структуры изверженных горных пород и наличии протобластеза и частью протоклаза. Параллельно полосатая текстура обусловлена соответственным распределением темноцветных компонентов. Петрологическое исследование показывает, что это частью первичные гнейсы (в противоположность комплексам габбро—сиенитов и нефелиновых сиенитов).

Определение простирания пород комплекса показывает, что оно почти на всей площади массива является сев.-ро-западным и лишь в северо-западной части северо-северо-восточным и широтными. Такое простирание в западной и северо-западной частях массива следует приблизительно его контурам и параллельно тектонике окружающих гнейсов, на северной же и юго-восточной окраинах массива являясь

согласным с контурами массива, несогласно с тектоникой заключающих пород. Падение сланцеватости, за исключением северной части массива, всюду направлено на СВ под углами от 75 и до 55° и даже 40° у юго-западной краевой части массива и частью также у юго-восточной окраины массива.

В северной же части массива падение иногда отвесное и даже иногда под большим углом на юго-восток.

Непосредственного контакта с породами комплекса габбро-сиенитов мне не удалось нигде наблюдать, нигде не встречалось также и апофиз тех или других, заходящих в соседние тела. Лишь у западной контактовой границы встречено жилообразное тело эгирин-авгитового гранита, повидимому, рассекающее породы комплекса габбро—сиенитов (?).

На восточной же окраине на восток от Эгиринового наволока наблюдалось, что щелочные граниты подстилают габбро, включая в себя осланцованные и меланократовые участки, повидимому. являющиеся измененными включениями габбро.

Такие наблюдения позволяют думать, что комплекс щелочных гранитов моложе или рассекает породы комплекса габбро-сиенитов,

Описанная прототектоника массива щелочных гранитов позволяет, считать, что в системе Клооса массив относится к телам третьего порядка, расположенным по тектоническому разрыву имеющему северо-западное простирание и наклоненному на СВ под большим углом (в среднем 50—60°). Разрыв этот частью, может быть, совпадает с границами между формациями гранатовых гнейсов и кварцевых гнейсо-диоритов, частью же рассекает породы комплекса габбро-сиенитов. Интрузия произошла, вероятно, синтектонично с образованием разрыва, но тектонические напряжения существовали как в период кристаллизации пород, так и после их отвердения, о чем можно судить по многочисленным зонам скольжения (shearing zones) и сколам и надвигам, указывающим на действие тангенциально направленных сил с северо-востока.

Благодаря таким условиям формирования массива, фация развитых в нем пород относится к гнейсовой или гнейсо-гранитовой со знаками истечения в виде полосатой текстуры.

Внутренняя тектоника массива несамостоятельна и частью аккордантна, а частью дискордантна с тектоникой окружающих масс, но конформна с плоскостью динамического контакта, т. е. является дисгармоничной прототектоникой.

Петрографически породы этого комплекса обладают меньшим разнообразием—это все различного минералогического состава щелочные гнейсо-граниты изредка аляскитового типа, большей же частью содержащие немного темноцветных компонентов, иногда скопляющихся неширокими полосами.

Изредка встречались сиениты, генетически частью являясь фенитами по захваченным отторженцам пород типа амфиболита частью же образуясь на северо-восточной окраине массива (нордмаркиты).

Типичными минералами гранита являются из светлых—микроклин, альбит и кварц, иногда сочетающиеся без темных минералов (аляскиты близ вершины т. Гремяхи), обычно же сочетающиеся с темными минералами—эгирин-авгитом, рибекитом, энигматитом, иногда кросситом и биотитом. Эгирин-авгит входит почти во всех комбинациях, из остальных же не всегда присутствуют энигматит и кроссит.

Энигматит чаще, повидимому, приурочен к полосам, обогащенным темными минералами.

Добавочные минералы: сфен, ильменит и апатит.

Сиенитового состава породы, обнаруженные в виде небольшого участка в северо-западной части массива, оказались связанными с включениями пород типа амфиболита. Это—гастингситовые сиениты и эгирин-авгитовые сиениты с канкринитом, очевидно, образовавшимся за счет нефелина. По природе своей эти образования может быть следует относить к фенитам Брёггера (W. Brögger, III, *91*) и частью к эндоконтактовым изменениям.

Наконец, в массиве щелочных гранитов наблюдалась более молодая генерация жил:

1) Это—один раз был встречен пегматит (!), не содержащий темных минералов, но с мельчайшими и редкими зернами флюорита.

2) Довольно многочисленные тонкие кварцевые (и иногда с микроклином) жилы, содержащие часто рибекит, сфен, ильменит, и в одном месте (обн. 1291) по указанию лопаря В. К. Мошникова на контакте кварцевой жилы с гранитом были встречены выделения молибденита. Однако, осмотр этого места не привел к положительным результатам.

Все эти жилы имеют северо-восточное простирание и то отвесны, то падают под сравнительно пологими углами.

Такое расположение жильной формации также подтверждает существование тангенциально направленного давления с СВ.

4. ОБЩИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

В связи с описанными результатами исследований возникают два важных вопроса, имеющих общее значение для геологии Кольского п-ва,—это вопрос о механике возникновения дислокаций и о геологическом возрасте сопровождавших их интрузий щелочной магмы.

Строго говоря, как тот, так и другой вопросы не могут рассматриваться изолированно от анализа других многочисленных тел щелочных пород Кольского п-ва.

В более общей форме этих вопросов я предполагаю коснуться в другой работе, в настоящем же очерке остановлюсь лишь на его некоторых важнейших сторонах.

Из приведенного описания видна родственная связь между породами габбро — сиенитов сложного массива Гремяха-Вырмес и жильной формацией пикрит-порфиритов—авгит-порфиритов.

Правда, габбро—сиениты являются предшествующими интрузиями серии нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, а для авгит-порфиритов и пикрит-порфиритов, по данным В. Рамсей и Б. М. Куплетского, нам известно, что они моложе серии нефелиновых пород Умптека и Луяурурта (W. Ramsay, III, *229*, *230*, *228*; Куплетский, III, *25*, стр. 41 и III, *26*, стр. 175).

Строго говоря, неизвестно, с какой из этих серий интрузий следует связывать появление описанной жильной формации пикрит-порфиритов. Только общее в характере и типе интрузий, как происшедших по одинаково направленным разрывам, позволяет высказать предположение, что и образование раскола, приблизительно совпадавшего с границей двух формаций, и внедрение по нему габбро-сиенитов обязано своим происхождением тем же механическим усилиям, что и для даек пикрит-порфирита, т. е. тангенциальному давлению с ССЗ, С или ССВ. В пользу этого говорит образовавшаяся фация пород массива, такая же, как и в открытых трещинах (дайках).

При появлении второго разрыва, по которому произошла интрузия нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, условия уже несколько изменились. Раскол, наклоненный на СВ, разорвал повидимому уже отвердевшие породы габбро-сиенитовой формации и породы кристаллического щита.

Внедрившаяся по разлому магма давала нефелиновые сиениты с нормальной структурой магматических пород и с прекрасно выраженной флюидальностью, и лишь на восточной окраине массива появляется краевая гнейсовая фация амфиболитов по тералитам или по габбро (Вырмес-варака) и несколько гнейсовидная фация умптекитов и мариуполитов на Эгириновом наволоке.

Обнаруженный разрыв и надвиг на Эгириновом наволоке, залеченный жильным материалом той же магмы, указывает, что после отвердевания магмы нефелиновых сиенитов возникли напряжения с СВ, приведшие к образованию этого раскола.

Вероятно, один такой крупный раскол, разорвавший габбро-сиениты и породы кристаллического щита, сопровождался интрузией щелочных гранитов, которые кристаллизовались при постоянном давлении с СВ, что привело к образованию гнейсовой фации пород и образованию многочисленных (shearing zones) зон скольжения.

Все это, вместе взятое, также указывает на существование тангенциального давления с СВ в эпоху интрузий и формирования

щелочных пород, и может быть те же самые механические усилия привели к образованию самого разрыва, весьма возможно, скалывающего характера (как при надвигах глыб?).

Подобные же механические условия не невозможны для образования раскола северо-северо западного направления, по которому произошла интрузия щелочных сиенито-гранитов т. Чагвеуайв.

Попробуем теперь суммировать геологические данные, известные нам относительно других интрузий щелочных пород Кольского полуострова.

1) Массив Умптек-Хибины. Первоначальное представление о лакколитообразной форме интрузии, установленное В. Рамсей (W. Ramsay, III, *229*, и III, *230*), заменяется в 1923 г. новым представлением А. Е. Ферсмана, приписывающего массиву характер „бисмалита или верхней части батолита" (III, *51*, стр. 78).

В последующей работе Б. М. Куплетский снова трактует о массиве Умптек как о лакколите, не вполне разделяя лишь точку зрения В. Рамсей о связи этого массива с массивом Луяурурт (III, *26*).

Основные черты внутреннего строения массива Умптек дали работы В. И. Влодавца, исследовавшего специально месторождения апатитов (III, *12*, *13*). Все последующие исследования (пока еще не опубликованные) продолжают развертывать картину внутренней структуры массива, в основе установленную работами В. И. Влодавца.

Последняя работа А. Е. Ферсмана (III, *52*), в которой внутреннее строение апатито-уртитовой зоны уподобляется конической поверхности с основанием вверху (воронка), основана на результатах всех этих и уже последующих геологических исследований большой группы лиц. А. Е. Ферсман, вырисовывая, таким образом, внутреннюю структуру массива и несколько применяя для объяснения разнообразия состава различных зон эндогенные силы магматического очага, не касается, однако, ни вопроса природы всего интрузивного тела, ни механических сил, его породивших.

Таким образом, в представлениях о типе интрузии мы, повидимому, вернулись, в общем, к выводам В. Рамсей, как о лакколите.

О возрасте этой интрузии известно лишь то, что она моложе серии метаморфизованных осадков и лав, ее подстилающих, которым В. Рамсей приписывал предположительно девонский возраст. Но более вероятно что возраст этих образований более древний, а именно карельский. Кроме того, неизвестно для массива Умптек пересекающих его пород из семейства габбро-норитов, столь распространенных в его окрестностях.

2) Массив Луяурурт. Прежнее толкование В. Рамсей этого тела как лакколита поддерживается и новыми работами Б. М. Куплетского (III, *26*).

Возраст массива вероятно тот же, что и для массива Умптек.

3) Массив Чагвеуайв. О форме интрузии и механике ее возникновения сказано было выше. О возрасте можно лишь сказать, что гранито-сиениты, вероятно, моложе интрузий нормальных гранитов и не пересекаются габбро-норитами.

4) Массив Гремяха-Вырмес. О форме интрузий и механике возникновения этого сложного массива сказано выше. О возрасте можно сказать то же, что и о массиве Чагвеуайв.

5) Массив Белая тундра в верховьях р. Поноя—эгирин-авгитовых и рибекитовых гранитов. Установлен мною по материалам экспедиции П. Риппаса в 1898 г., определившего эти породы как роговообманковые граниты (III, *42*).

6) Месторождение на водоразделе между рр. Поной и Варзуга—те же щелочные гнейсо-граниты, обнаруженные мною в материалах той же экспедиции П. Риппаса.

7) Месторождения (несколько) щелочных гранитов центрального водораздела Кольского полуострова—между рр. Поноем, Иокангой и Ловозером и в среднем течении р. Поноя, известные по работам Н. Н. Гудковой, Б. М. Куплетского, О. А. Воробьевой и неопубликованным данным экспедиции В. И. Влодавца (III, *28*, *15*).

Возможно, что месторождения 5, 6 и 7 представляют части одного и того же (или двух) огромных размеров массива щелочных гранитов центрального водораздела Кольского полуострова.

О геологии этих месторождений известно очень мало. Можно лишь сказать, что, вероятно, это—тела (или одно тело), сильно вытянутые с СЗ на ЮВ, обладающие главным образом гнейсовой фацией пород (за исключением т. Белой), подобно гранитам с т. Гремяхи и, наконец, что они моложе свиты ставролитовых сланцев Кейв неизвестного возраста, но, вероятно, не древнее протерозоя.

8) Месторождение Пух-озера р. Харловки, по данным В. И. Влодавца (III, *14*).

Три параллельных дайки натролитового сиенита. Простирание 38° и вертикальны.

По возрасту моложе гнейсо-гранитов (каких?).

9) Месторождение Конт-озера—р. Харловка. По данным В. И. Влодавца это неизвестной формы залегания интрузивное тело щелочного сиенита. Отношение к окружающим породам также (очковым гнейсам—каким?) неизвестно (III, *14*).

10) Месторождение на Чуна-тундре, по данным Н. Г. Кассина (III, *22*, стр. 61)—тингуайты (правильнее нефелиновые порфиры) и породы, „близкие по составу к нефелиновым сиенитам". Первая из них имеет жилообразную форму, но с неизвестным простиранием. Возраст этих интрузий Кассин приравнивает возрасту массива Умптек (постсилурийское время по аналогии с Христианией, III, *22*, стр. 79).

11) Сальная тундра. По устным указаниям Б. А. Попова—там была встречена им жила арфведсонитового гранита. Простирание и возраст неизвестны.

12) Турий п-в—согласно последним исследованиям Д. С. Белянкина (III, *7*, *8*, *9*) и Кранка (E. Krank, III, *195*) здесь развита, главным образом, формация даек турьяита, семейства ийолитов и карбонатитов, которые являются более молодыми образованиями, чем серия развитых здесь песчаников, которые по прежним представлениям русских геологов относятся к девонским и по представлениям финских геологов—к иотнийским образованиям (A. Laitakari, III, *199*, стр. 34 и сл.).

Кранк предполагает, что интрузии щелочных пород располагаются здесь по линии сброса, который следует южному берегу Кольского п-ва. Общие тектонические условия, по Кранку, здесь аналогичны массивам Умптек и Луяурурт, которые приурочены к дислокациям и расположены в грабенах („are situated in fault graben"—E. Krank, III, *159*, стр. 95).

13) Ното-озеро — Ристикенти. Дайка нефелинового сиенита неизвестного простирания, пересекающая гранулиты (комплекс габбро-амфиболитов), по данным Рабо (Ch. Rabot и Ch. Velain, II, *16*, стр. 56).

14) Район Кандалакши—д. Федосеевка, по данным Б. М. Куплетского, здесь обнаружены дайки анальцимового авгитита и нефелинового порфира, имеющие простирание 52° СВ (падение 72° на СЗ и вторая дайка от вертикальной изменяет положение до почти горизонтального). Дайки секут гнейсы и сравниваются Куплетским по возрасту с жильными комплексами Турьего п-ва (III, *24*, стр. 74—76).

15) Формация многочисленных даек пикрит-порфиритов и прочие субщелочные породы, дающие иногда в контакте фениты на Кольском ф. и др. местах. Механика возникновения и соображения о возможном возрасте описаны мною выше (см. гл. XII).

Все приведенные данные дают очень мало материала для суждения о форме интрузий и о механике возникновения дислокаций, к которым приурочивались интрузии, и, наконец, еще меньше позволяют говорить об интервале времени, в который происходили интрузии щелочных пород.

Строго говоря, даже нет никаких прямых данных об едином возрасте всех этих интрузий, а если объединять их всех в одну возрастную группу, то можно лишь утверждать, что интрузии эти возникли в постиотнийское время, если осадочная формация п-ва Турьего является действительно иотнийской, а не девонской, как это предполагали русские геологи.

Данных о возможном верхнем возрастном пределе интрузий совершенно не имеется.

Если же обратиться к смежным областям, то в Норвегии, в области Осло, в 1931 г. обнаружены были щелочного состава лавы, прикры-

вающие осадки с субпермской флорой. (O. Holtedhal, III, *186*; H. Backlund, III, *63*).

По представлениям Штилле (H. Stille) и Хольтедаля (O. Holtedhal, III, *186*) германотипные дислокации района Осло одновременны с альпинотипными движениями Саалийской фазы (Saalische Phase) варисцийского горообразования.

Разрывы же и сбросы и сопровождающие их интрузии должны быть отнесены к границе между карбоном и пермью или к древней перми. Абсолютный возраст по анализу торита определяется в 224 млн. лет, т. е. соответствует возрасту нижнепермской урановой смоляной руды (L. Kovaric, Arth. Holmes).

К этому же периоду (приблизительно) относятся и огромные дислокации и щелочные интрузии мыса Флетчер (Cape Fletcher) восточной Гренландии. (Валуны щелочных пород встречены здесь в эотриасовых конгломератах).

С другой стороны, и на территории Союза в районе Чешской губы обнаружены нефелиновые сиениты, располагающиеся в поясе дислокаций, относящихся к циклу герцинского диастрофизма (Ф. Н. Чернышев, Д. С. Белянкин, III, *6*).

Наконец, то обстоятельство, что все интрузии щелочных пород Фенноскандии приурочены скорее к ее периферической части, обращенной к складчатым цепям Каледонид, и почти отсутствуют внутри этого пояса так как в Финляндии и Карелии известны только малые месторождения Куусамо и Куолоярви, заставляет связывать их появление также с более молодыми нарушениями, чем архейские или карельские дислокации, которые построены по другому типу и другого направления, как мы уже это видели раньше.

Из всего вышеизложенного, кроме того, ясно, что геологически среди интрузий щелочных пород следует различать группу интрузий, располагающихся в глыбе кристаллического щита—архея, и группу интрузий, располагающихся частью, повидимому, в более молодых покровных образованиях—протерозоя.

Первая группа принадлежит к типичным трещинным интрузиям, среди которых опять-таки различаются трещины или дайки, выполненные породами со структурой нормальной магматической породы,—это сотни даек основных субщелочных пород, массив габбро-щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов Вырмес, дайки натролитового и нефелинового сиенита района р. Харловки, тингуаита Чуна-тундры и нефелинового порфира района Кандалакши. Можно предполагать, что трещины эти обусловлены давлением, шедшим с С или с СВ, как показал сделанный мною еще в 1923 г. анализ механики возникновения группы даек субщелочных пород Кольского ф. (см. выше главу XI и XII).

В других случаях разломы, являясь наклоненными на ВСВ, располагаются не в направлении давления, и заключенные в них породы

образуют гнейсовую фацию, как, например, щелочные породы т. Гремяхи и частью гранито-сиениты т. Чагвеуйвиш. Анатомия этих массивов также указывает на давление, шедшее с СВ (см. выше).

Очевидно, что все этого типа интрузии можно принять за нижние части интрузивных аппаратов, которые соединяли подкоровые магматические массы с интрузивными телами, располагающимися в покровных образованиях, или же, может быть, в некоторых случаях, с излияниями на дневной поверхности (?)

Вторая группа щелочных интрузий располагается уже в покровных образованиях и может быть разделена также на две подгруппы.

Первая подгруппа трещинных образований, занимающая аналогичное описанному положение. Сюда относится группа даек Турьего п-ва, исследованная Д. С. Белянкиным (III. *9*) и рассекающая песчаники иотнийского возраста. Не исключена возможность, что часть этих даек соединяла интрузию в покровных образованиях с дневной поверхностью (?)

В отношении Хибинского и частью Ловозерского массивов не высказано еще обобщающего геологического понимания этих исключительно интересных тел.

Однако, некоторые черты механики возникновения этого интрузивного тела могут быть усмотрены как из данных исследований первого исследователя В. Рамсей (W. Ramsay), так частью из опубликованных материалов экспедиций Академии Наук (Б. М. Куплетский) и позднейших исследований учреждений Союзгеоразведки (А. М. Михайлов, П. И. Прокофьев).

Эти данные позволяют думать, что значительная часть Хибинского массива располагается в покровных образованиях свиты осадочно-вулканогенных пород—Имандра—Варзуга, которые окружают массив с запада и юга и уходят под интрузивные массы, как это указал еще В. Рамсей (W. Ramsay).

С другой стороны, на севере и, повидимому, на востоке (по данным В. Рамсей, Б. М. Куплетского, А. М. Михайлова, П. И. Прокофьева) щелочные породы имеют интрузивный контакт с породами кристаллического щита, залегающими гипсометрически на одном и том же или даже на более высоком уровне, чем осадочно-вулканогенная толща.

Совершенно очевидно, что в поле теперешнего расположения Хибинского массива произошел разрыв, который вероятно тянется еще далее на СЗ в губу Монче и по которому огромная толща осадочно-вулканогенных пород опустилась (или северная глыба кристаллического щита приподнялась, или надвинулась).

Возможно, что одновременно с этой дислокацией или позже, воспользовавшись этим разрывом, располагающимся где-то в средней или более северной части Хибинского массива, как по каналу и про-

изошла интрузия щелочных пород в толщу покровных образований свиты Имандры—Варзуга в направлении на юг и на юго-запад (?).

Очень интересно отметить, что наблюдения А. М. Михайлова в 1932 г. указывают, что разрыв этот в породах кристаллического щита северной окраины массива располагается наклонно под углом около 20—25° на север.

Основные черты внутренней тектоники Хибинского массива, установленные работами В. И. Влодавца (см. выше), как и следовало ожидать, оказываются сопряженными с только что описанной внешней тектоникой (формой) южной части (юго-западной) массива. Будущие детальные исследования в северо-восточной части массива должны дополнить и установить эти взаимоотношения и здесь хотя небольшие наблюдения А. М. Михайлова указывают также на существование и там аналогичной сопряженности внутренней анатомии окраины массива с наблюдавшейся им внешней границей массива (падение на СВ).

Впрочем, внутренняя тектоника массива могла бы быть осложнена рядом других явлений, на чем останавливаться здесь я не буду.

Таким образом, форма и анатомия Хибинского массива и очевидно отчасти и петрографический состав обусловлены его расположением в покровных образованиях (частичным).

Можно ли это же отнести хотя бы отчасти и к Ловозерскому массиву—неизвестно.

О строении массивов щелочных гранитов восточной Лапландии мы совсем еще ничего не знаем. Можно лишь указать на расположение части их, повидимому, среди покровных образований, строго говоря, неизвестного возраста, что особенно интересно отметить. Но во всех этих телах типична вытянутость в северо-западном направлении, что вероятно, связано как с самим расположением разрывов, так и с тектоникой покровных образований.

Все эти данные позволяют высказать следующие предположения:

1) Дайки щелочных и субщелочных пород северо-восточного и северо-северо-западного простираний образованы по расколам, возникшим в связи с тангенциальным давлением с С и СВ.

Они вообще рассеяны во многих частях Кольского полуострова, но иногда встречаются массами, как, например, Кольский фиорд и Турий п-в, намечая, повидимому, пояса разломов.

2) Значительных размеров массивы щелочных пород приурочены к разрывам СЗ и ССЗ направления, в сумме образующих дугообразно изгибающийся пояс, приуроченный к осевой части полуострова.

Разломы эти располагаются не в направлении давления и частью несомненно наклонены на СВ и, может быть, напоминают продольные скалывающие плоскости складчатых областей. При таком их понима-

нии возникновение этих расколов могло бы быть обусловлено также давлением с С и СВ.

Здесь не лишне будет вспомнить указание А. А. Григорьева о существовании на северной окраине „Кейв" (Каневка) надвига гранитной глыбы на сланцевую свиту „Кейв" в направлении с СВ на ЮЗ (Б. М. Куплетский, III, *308*).

3) Такие соотношения, основанные не только на одном взаимном расположении, но и на элементах внутренней анатомии интрузивных тел, заставляют оставить предположение Бреггера о принадлежности месторождений щелочных пород Кольского п-ва к дугам, проходящим через Швецию и Норвегию (W. Brögger, III, *91*).

4) Давление, направленное с С и СВ, могло возникать со стороны движений, образовавших Каледониды. Но эволюция магматической диференциации в эту эпоху лишь изредка приводила к образованию щелочных пород небольшого масштаба – это эгириновые граниты в норвежском комплексе иотун-норитов Гольдшмидта (V. Goldschmidt, III, *147*, *148*).

Может быть более вероятно, что дислокации эти сопряжены с более молодой герцинской эпохой (?), породившей Канинскую горную цепь, которая, надо предполагать, продолжалась от последней далее на СЗ к о-ву Шпицберген.

Итак, можно предполагать, что подкоровые движения магмы герцинской (или Каледонской) эпохи шли здесь с СВ и волокли за собой земную кору, вызывая в кристаллическом щите напряжения и разломы, главный пояс которых расположился по оси Кольского п-ва.

Эволюция подкорового магматического очага обусловила следующий порядок интрузий, установленный мною на массиве Гремяха—Вырмес.

1) Первоначально внедрялась магма, давшая комплекс пород пироксенитов — габбро-анортозита и акерита—пуласкита-лаурвикита, или короче, габбро—щелочного сиенита.

2) За ней следовали интрузии нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов.

Последовательность этих последних интрузий установить на месте мне не удалось и поэтому мною условно принят тот порядок, который известен для области Христиании—Осло, т. е. сначала нефелиновые сиениты и затем щелочные граниты, тем более, что петрографическое сходство комплекса щелочных пород района Осло и Кольского п-ва, в целом, как мы видим, очень велико (см. W. Brögger, III, *85*, *86*, *87* и *90*, стр. 154).

Глава XIV

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ [1]

Вполне достоверной геологической истории территории Кольского полуострова еще не имеется и, вероятно, она еще долго не будет написана!

Но попытки представить в связном виде наблюдавшиеся геологические факты производились и будут производиться исследователями неоднократно.

Такую первую попытку в 1897—1899 гг. делает крупнейший исследователь севера В. Рамсей в двух своих очерках по дочетвертичной и четвертичной геологии Кольского полуострова (W. Ramsay, II, *25*, *26*). Заключения В. Рамсея, как обоснованные на прекрасных наблюдениях крупнейшего геолога, до сих пор в большей части не потеряли своей цены и значения.

Спустя 20—25 лет, новые попытки появляются, почти одновременно, в работах А. Е. Ферсмана о „Геохимии России" (III, *54*, стр. 66—106), Н. Г. Кассина об „Исследованиях вдоль Мурм. жел. дор. (III, *22*) и в моей „Об исследованиях в 1923 г. . . ." (А. А. Полканов II, *51*). [2]

Широкие обобщения А. Е. Ферсмана построены на сравнении имеющихся небольших геологических данных по Кольскому п-ву с известными схемами стратиграфии скандинавских геологов.

Н. Г. Кассин — небольшой материал своих исследований в южной части Кольского п-ва в течение одного лета заключает также обширными сравнениями с Фенноскандией по сводной работе Хёгбома (A. Högbohm III, *170*) и дает очерк стратиграфии и геологической истории исследованной им части Кольского п-ва.

В своей краткой работе в 1923 г. я попытался свести данные своих наблюдений по геологии Кольского п-ва за 5 лет. Для того времени это была схема, обоснованная довольно значительным фактическим материалом, правда, собранным на небольшой территории. Однако последующее пятилетие моих работ (1923—1927 гг.), как видно из всего здесь изложенного, не только дает большие дополнения в эту схему, но и вносит очень значительные коррективы и из-

[1] См. также гл. XV.

[2] Работа Б. М. Куплетского „Петрография Кольского п-ова" вышла, когда работа эта была уже написана (III, *307*).

менения. И, вне всякого сомнения, эти дополнения и изменения не последние: чем сложнее даваемая схема, тем больше их будет при всяком будущем исследовании и накоплении все более и более точного фактического материала и углублении методов работы. И в настоящее время мы еще не можем дать почти ни одного безоговорочного заключения, почти ни одного безусловного или однозначного решения задач стратиграфии, геологии и петрологии изучаемой области. Вполне достоверная геологическая история Кольского полуострова еще не скоро будет написана!

В приводимом ниже кратком обзоре результатов моих работ эти оговорки и неоднозначные решения большей части упущены, но читатель не должен думать, что их нет, и он найдет их в соответственных главах, подробно излагающих те же проблемы геологии, стратиграфии и петрологии.

В приводимой мною схеме наибольшую цену имеют устанавливаемые взаимные возрастные отношения, правда, далеко не всегда безоговорочно. Попытка сопоставления геологических образований Кольского полуострова с разработанной финляндскими геологами стратиграфией докембрия Финляндии имеет, конечно, меньшую цену и встречала очень большие затруднения и, может быть, является во многих случаях мало обоснованной. Напомню, что трудности эти испытывают и финские исследователи соседней территории, — например, Хаусен для геологии области Печенгских тундр не приводит параллелизации со стратиграфией докембрия Финляндии и т. д. (H. Hausen, III, *164*).

Кроме того, и сама по себе разработанная стройная стратиграфическая схема докембрия Финляндии в последнее время переживает значительные изменения (ср. J. Sederholm, III, *245*, *246* и *249*; P. Eskola III, *125*; E. Rimann, III, *233*; W. Ramsay и P. Eskola, III, *226*; E. Hennig, II, *304*; F. v Wolff, III, *310*).

Начиная с более древних отложений, можно представить следующую схему для исследованной мною части Кольского полуострова.

I. Нижняя группа докембрия—архей

1) Древнейшие образования архея—свионийские.

а) Ныне представлены комплексом гранатовых и слюдяных гнейсов с подчиненными амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Образования, подстилающие эти комплексы пород, неизвестны. Распространены на значительной части исследованной территории, образуя три полосы.

Можно предполагать, что первоначально это были значительной частью глинистые (гранатовые, силлиманитовые, слюдяные и т. д. гнейсы) или песчано-глинистые осадки (слюдяные сланцы) с подчинен-

ными известковистыми породами (часть амфиболитов и амфиболовые сланцы), может быть перемежающиеся с эффузивными кислыми (часть слюдяных и гранатовых гнейсов), или основными породами (часть амфиболитов и амфиболовых гнейсов) и, вероятно, их туфами.

Это первый нам известный цикл седиментации и вулканической деятельности (?).

Типичной чертой процессов этой эпохи является образование осадочных продуктов, богатых глиноземом, за счет которых возникают впоследствии специфические алюмосиликаты комплекса—гранат, силлиманит, андалузит, кианит, кордиерит, ставролит и изредка шпинель. Возможно, что такое обогащение глиноземом связано, отчасти, с процессами катаморфизма этой эпохи. В эту же эпоху образуется, вероятно, месторождения железных руд осадочно-метаморфического генезиса.

b) Первая эпоха диастрофизма, которую по имени первой (известной) народности, населившей Кольский п-в, я предлагаю назвать саамской эпохой (Sām—саамь—лопарь), которая и породила первые складчатые цепи—Саамиды, северо-западного, главным образом, а частью широтного и меридионального простирания, и сопровождалась внедрением огромных интрузивных масс.

Движение складкообразовательных процессов, повидимому, было направлено с ЮЗ на СВ (или на С и на В) и сопровождалось образованием частью крупных изоклинальных складок, частью опрокинутых на СВ и, может быть, многочисленных надвигов.

Дислокационный и динамо-термальный метаморфизм сопровождает эти процессы и перекрывается контактово-инъекционным метаморфизом, частью порождающим комплекс гранатовых и слюдяных гнейсов.

Интрузии возникают синтектонично со складчатостью, образуя ареал-плутоны, антиклинал-батолиты и согласные интрузивные тела, и происходят в последовательности, начиная от комплекса габбро-амфиболитов, затем комплекса гиперстеновых диоритов (?) и, наконец, комплекса олигоклазовых гранитов.

Более древние интрузии возникают в южной части исследованной области, более молодые последовательно занимают более северное положение (!), образуя здесь полосы, вытянутые по простиранию заключающих пород.

Вследствие синтектоничности и соответственного расположения (антиклинал-батолиты и т. д.) всех интрузий этой эпохи, в них всюду возникает гнейсовая фация пород с развитием параллельно полосатой текстуры, возникающей, главным образом, вследствие движения (выжимания) магмы во время кристаллизации.

Помимо этой общей тенденции изменения состава пород от основных к более кислым с возрастом интрузий, в эпоху эволюции каждого интрузивного тела, включая сюда и сопровождавшие каждую интрузию

Nachschübe, диференциация также идет от образования основных и кончая кислыми породами.

Так, в комплексе габбро-амфиболитов установлена эволюция от пород пироксенитового состава через габбро-нориты и габбро до диорит-аплитов.

В комплексе гиперстеновых диоритов установлена эволюция от перидотитов через нориты до пород трондьемитового характера и силекситов в одной ветви и до мангеритовых и чарнокитовых пород в другой ветви (?).

Наконец, в комплексе олигоклазовых гранитов эволюция от габбро — амфиболитов и до олигоклазовых кварцевых диоритов, грано-диоритов и, наконец, даже нормальных гранитов (?).

Во всех сериях пород в очень крупном масштабе имели место процессы автометаморфизма, частью вызывающие появление амфиболитовой фации пород (!), а частью приводящие к образованию автомигматитов, и вызывая образование огромнейшего разнообразия отдельных типов пород каждого комплекса.

Интрузии образуют как огромных размеров тела, так и мелкие пластовые внедрения, превращаемые частью явлениями авто-метаморфизма, а частью динамометаморфизма в настоящие гнейсы, что испытывают отчасти и большие интрузивные тела, оставаясь в значительной части все же первичными гнейсами.

Складчатые процессы в свите гранатовых гнейсов порождают расколы, по части которых происходит образование даек основных пород — теперь габбро-амфиболитов. Часть этих даек указывает на расположение в квадрантах растяжения, свидетельствуя о бывшем давлении в направлении ЮЗ — СВ, часть же. видимо, образуется по сколам, перпендикулярным давлению (?).

Кислые диференциаты названных интрузий инъецируют слюдяные и гранатовые гнейсы, местами очень интенсивно, с образованием мигматитов, и вызывают контактовый метаморфизм, приводящий к образованию гранатовой фации метаморфических пород, но процесс этот, вероятно, заканчивается в следующую эпоху диастрофизма и интрузий.

Эти метаморфические процессы (и метасоматоз отчасти) приводят к образованию в гранатовых гнейсах таких полезных ископаемых, как гранат (абразивный материал), кианит и силлиманит (огнеупоры).

Только для интрузии габбро-амфиболитов неизвестно достоверно с ними связанных месторождений полезных ископаемых, хотя надо отметить скопления магнетита, местами обнаруживаемые в этих породах, а также и то, что магнитная аномалия на т. Попова и открытая зимой 1931 г. аномалия в районе реки Кожи притока р. Туломы, обе неизвестной природы, приурочены, повидимому, к полю распространения этих пород.

Интрузии комплекса гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов сопровождаются образованием пегматитов, причем с пегматитами олигоклазовых гранитов связано появление молибденита (?).

Интрузии комплекса гиперстеновых диоритов и, может быть, олигоклазовых гранитов сопровождаются образованием метасоматических месторождений магнетита. Месторождения эти настолько широко распространены, что можно эту эпоху назвать „саамской металлогенической эпохой железа". Но часть месторождений магнетитовых сланцев может оказаться и осадочно метаморфическими по генезису.

Помимо этого, по аналогии с месторождениями пирротина Порьей губы Кандалакшского залива, связанными с аналогичными габбро-норитами, можно ожидать и здесь появления месторождений пирротина, связанного с основными диференциатами интрузий гиперстеновых диоритов. Пирротин Кандалакшской губы содержит Ni и Cu и благородные металлы (Au, Ag).

Образование пирита и пирротина происходит и в приконтактовой полосе с комплексом олигоклазовых гранитов, как это обнаружили зимой 1932 г. вскрытия магнетитовых линз на Кольском фиорде.

Наконец, метаморфические процессы, может быть, возникшие частью в следующую эпоху интрузий (?), приводят к образованию гранатовых пород за счет основных пород, вероятно, имеющих практическую ценность.

c) Первая (известная) денудация и образование преботнийской эрозионной поверхности.

2) Более молодые образования архея—ботнийские.

a) Развиты в близлежащей части Норвегии (Сюдварангер), Финляндии (?) (на Ю. от т. Печенга) и на исследованной территории СССР, предположительно — тундра Толпьвыд I, Толпьвыд II — Кеулик (?).

Седиментогенная фация представлена — в Норвегии базальными конгломератами, кварцитами и слюдяными гнейсами с подчиненными железными рудами (Киркенессе) и лептитами (по Гейеру).

На территории Союза развита серия эффузивных пород типа метадиабазов и мета-мандельштейнов (и туфов?), измененных в комплекс сланцеватых амфиболитов. Эти же породы, повидимому, развиты (?) и в Финляндии, сопровождаясь, кроме того, слюдяными сланцами.[1]

Это второй, нам известный, цикл седиментации, сопровождаемый образованием огромных скоплений железных руд (!) и мощными излияниями основных лав.

b) Вторая эпоха диастрофизма — свеко-феннская, породившая складчатые горные цепи, называемые в Финляндии Свеко-Феннидами.

[1] Вопрос о возрасте этого комплекса связан с вопросом о возрасте инъецирующих их гранитов, т. е. если последние относятся к карельскому диастрофизму, то и возраст свиты сланцеватых амфиболитов может быть повышен до карельского.

На исследованной территории простирание Свеко-Феннид имеет частью почти меридиональное направление (ССЗ) и частью почти широтное направление. Направление движений складкообразовательных процессов, у первых — с З на В и у вторых — с Ю на С и сопровождалось образованием очень интенсивной складчатости в вулканогенной свите с образованием опрокинутости складок на восток и на север.

Складкообразование этой эпохи, сопровождаемое синтектоничными интрузиями микроклиновых гранитов, захватывает и свионийские комплексы гранатовых и слюдяных гнейсов (цепи саамид) и производит нарушения в саамских интрузиях, по которым проникает гранитная магма.

Образование разломов и по части их интрузий даек амфиболит-диабазов по расколам СВ и СЗ направлений. Возникновение амфиболитовой сланцеватой фации (частью бластомилонитов) за счет основных эффузивных пород.

Дислокационные процессы сопровождаются интрузиями микроклиновых гнейсо-гранитов, синтектоничных со складчатостью и приводят к образованию ареал-плутонов (?), или пограничных плутонов (Grenzplutone), с развитой в них гнейсовой фацией пород. Сюда же, вероятно, относится и образование гранулитоподобных пород (?) района Ното-озера.

Позже возникшая новая гранитная интрузия образует ареал-плутон, возможно, что расположенный частью по границе между формациями, частью же по расколу (Bruchplutone), с возникновением порфировидно-гранитовой фации пород с выраженными явлениями истечения.

Но возраст этих интрузий может быть является более молодым, т. е. посткарельским (см. далее).

Наиболее крупные интрузии этих гранитов располагаются, главным образом, в западной части исследованного района, но поля развития пегматитов, мелкие интрузивные тела и, наконец, инъекция, особенно интенсивная в комплексах слюдяных гнейсов и гранатовых гнейсов, распространены широко и приводят к образованию мигматитов с этими более древними породами.

В этот период интрузий, вероятно, довершается формирование гранатовых фаций пород в свионийских формациях.

В ботнийскую эпоху происходило образование огромных железорудных месторождений осадочного типа (!) (Норвегия), а в метаморфизованных эффузивных породах встречены признаки сульфидов (пирротин неизвестного генезиса).

Интрузии гранитов сопровождаются образованием громадного числа пегматитовых и полевошпатовых жил, иногда с мусковитом, здесь же появляется магнетит, молибденит и редко топаз.

В приконтактовых поясах отмечено образование сульфидов — пирита и молибденита, и, может быть, возникают скопления магнетита (аномалия на т. Попова?).

c) Денудация и образование препротерозойской — карельской абразионной поверхности.

II. Средняя группа докембрия — протерозой — карельские образования.

a) Развиты в районе группы тундр Печенга-Кучин, из которых последняя находится на территории Союза.

Седиментогенная фация представлена в Финляндии (Печенга-тундра) конгломератами, аркозами, глинистыми сланцами, доломитами и туффитами и на т. Кучин — известковистыми кварцитами (теперь актинолито-кварцевые сланцы). Мощность небольшая (2% общей мощности свиты в Финляндии).

Магматические породы представлены эффузивной толщей огромной мощности (10 — 15 км в Финляндии) — диабазов, мандельштейнов, шаровых лав, агломератов, туфов и андезитов (в Финляндии).

b) Третья эпоха диастрофизма — карельская, породившая складчатые цепи Карелид, имеющие здесь в общем северо-западное простирание. Направление тектонических движений сложное и трудно определимое, но, повидимому, направленное с юга или юго-запада.

Образование расколов северо-восточного и северо-западного направлений с интрузиями по некоторым из их даек диабазов (?) (в древних формациях).

Осланцевание и амфиболизация магматических пород.

Движения сопровождаются интрузиями перидотитов в зону сланцев и образованием здесь сульфидного оруденения — Финляндия. Повидимому, одновременно с этим образуются расколы, грабенообразные опускания свиты ботнийских (?) сланцеватых амфиболитов, сопровождаемые интрузиями перидотитов по расколам (т. Толпьвыд I, Куелик и Подвыд).

Аксинитовые жилы на т. Печенга и пегматиты на т. Толпьвыд I изменяющие перидотиты. Вероятно сюда же относится часть интрузий порфировидных микроклиновых гранитов—это дискордантные вертикальные плутоны ара- и поррьяс гранитов (и может быть пограничный ареал-плутон Лица—Лебяжья).

Интрузия перидотитов в Финляндии сопровождается богатым сульфидным оруденением с образованием пирита, пирротина, пентландита и халькопирита. Аналитически обнаруживаются As, Co и Au. Оруденение происходит в свите осадочных пород. На т. Кучин обнаружены никелевая зелень и пиритизация актинолитовых сланцев и известковистых кварцитов (актинолитовых сланцев).

В перидотитах т. Подвыд обнаружено образование асбеста.

c) Длительная денудация карельских образований.

III

Далее, в геологической истории нам неизвестен период до нижнего силура, так как ни отложений молодой группы докембрия—иотнийских образований, ни кембрия на исследованной территории неизвестно.

Предполагаемое поле развития иотнийских образований, по данным Лайтакари, лежит далеко на юг от исследованной области (A. Laitakari, III, *199*), кембрийские же отложения известны в близлежащей части Северной Норвегии, и, возможно, осадки нижнего и среднего кембрия перекрывали и исследованную область (W. Ramsay-P. Eskola, III, *226*, стр. 360, и O. Holtedahl, III, *180*).

Возможно, что к этому интервалу времени относится часть интрузий основных пород (?).

IV. Силурийские отложения

a) Осадочная формация п-ва Варангер в Норвегии, п-ва Рыбачий и о-ва Кильдин на территории СССР, относящаяся к нижнему отделу силура.[1]

В верхнем отделе отложений Финнмаркена, относящихся, вероятно, к среднему ордовичу, обнаруживаются тиллиты, которые известны и для Рыбачьего п-ва. Кроме того, в серии Альтенфиорда в Норвегии обнаружены большие массы лав и туфов основных пород.

Вероятно, трансгрессия нижнеордовичского моря покрывала значительную часть Кольского полуострова (O. Holtedahl, III, *180*) также частью и в среднеордовичское и среднесилурийское время.

b) Эпоха каледонского диастрофизма на границе силура и девона. Тектонические движения происходят с СЗ на ЮВ в Норвегии и с С и СВ на Ю и ЮЗ в северной части Кольского полуострова. Образование шарриажей в Финнмаркене и складчатых зон и шарриажей на Рыбачьем п-ве.[2]

Каледонские интрузии основных пород и серии трондьемита в Норвегии и образование разломов с внедрением по ним диабазов.

Многочисленные расколы северо-восточного и северо-западного

---

[1] В только что полученной работе J. Sederholm указывает (III, *320*), что Холтедаль снова склонен приписывать отложениям Варангер полуострова докембрийский возраст, располагая их между иотнием и кембрием (Hyperborean formation]. См. также работу А. А Полканов. Гиперборейская формация о. Кильдина и п-ва Рыбачий. Проблемы Сов. Геологии, № 6, 1931.

[2] При отсутствии прикрывающих недислоцированных отложений верхний предел возраста этих дислокаций, строго говоря, неизвестен.

направлений в кристаллическом щите, вызванные действием тангенциального напора каледонских тектонических движений (и подкоровых движений магмы), с образованием по части их интрузий диабазов и многочисленных перемещений типа сбросов-сдвигов, глыб кристаллического щита. Грабенообразные опускания, ограниченные разрывами тех же направлений.

Небольших размеров интрузии серии диабазов на исследованной территории не вызывают значительных размеров металлогенических процессов. Но сюда, может быть, надо отнести золотоносную формацию кварцево-сидеритовых жил с платиной финской Лапландии, сопровождающую основные породы, и барито-кальцитовую формацию жил западного Мурмана с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом, содержащих, кроме того, Ag (Co, Ni), Sb. Но достоверно неизвестно, какого возраста обе эти жильные формации.

c) Длительная денудация.

V. Девонские отложения

Образований, достоверно относящихся к девону на территории Кольского п-ва нет. Рамсей (W. Ramsay) предполагал, что свита роговиков, подстилающая щелочные породы массива Умптек, образовалась из девонских осадочных отложений. Некоторые из русских геологов красные песчаники южной части Кольского п-ва относят к девону, финские геологи уже давно считают их иотнийскими.

VI

Может быть эпоха диастрофизма, принимавшая участие в образовании Тиман-Канинской складчатой цепи (герцинская?), также отразилась рядом мелких и крупных разрывов и на территории Кольского п-ва.

Дислокации эти сопровождались интрузиями комплекса щелочных пород, появившихся в последовательности, начиная от пород ряда габбро—щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и, наконец, даек основных пород ряда авгит-порфиритов и пикрит-порфиритов. Может быть к этой же эпохе относится появление части диабазов (палеобазальты).

Механика образования этих дислокаций в значительной степени связана с тангенциальными движениями, и по ряду разрывов, направленных диагонально к действующему давлению, происходили значительные перемещения типа сбросо-сдвигов.

Металлогенические процессы и образование различных полезных ископаемых, сопровождавших щелочные интрузии, хорошо известны по многочисленным работам А. Е. Ферсмана и его сотрудников в массиве Умптек.

В небольших изученных мною телах наблюдалась лишь концентрация титаномагнетита (в пироксенитах) и были обнаружены молибденит и флюорит (щелочные граниты). Сюда же может быть относится формация барито-кальцитовых жил Мурмана, упоминавшаяся выше.

VII

О дальнейшей геологической истории вплоть до четвертичного времени не сохранилось почти никаких документов, которые могли бы восстановить геологическую летопись. Но несомненно этот огромный интервал времени не может характеризоваться только одними явлениями денудации и абразии, как обычно это принято считать.

Об этом говорят многочисленные находки валунов осадочных пород красного и серого песчаника, обнаруженные мною в конечной морене Средней губы Кольского фиорда, по побережью восточного Мурмана по работам В. Рамсей (W. Ramsay) и находимые в последнее время в центральных частях Кольского п-ва.

К этому же периоду времени относятся начавшиеся грабенообразные опускания вокруг Кольского п-ва, возраст которых установить точно трудно, но можно сказать, что происшедшие несомненно в послесилурийское время сбросы около Кильдина и Рыбачьего п-ва продолжаются и в послепермское время около Канина п-ва и так, может быть, вплоть до третичного времени, когда образовались океанические впадины. Хаусен (H. Hausen) считает, что к третичному времени надо относить появление выше упомянутой формации кальцито-баритовых жил Мурмана.

Четвертичное время ознаменовалось вековыми вертикальными движениями земной коры около центра в северной Ботнии, но с выявлением локального очага поднятия в западной части Рыбачьего п-ва (по работам V. Tanner, III, *270*). Медленное поднятие Кольского п-ва совершается и в настоящее время, и до настоящего времени для этой территории обнаруживается слабая сейсмичность.

Такова геологическая летопись дочетвертичного времени исследованной мною территории, составленная только по очень немногим собранным документам, ожидающая новых работ, проверки, установления однозначных решений, новых пополнений и, наконец, углубления ряда выдвигаемых проблем.

Глава XV

ДОПОЛНЕНИЕ

1. Намеченная здесь геологическая история исследованной мною части Кольского п-ва позже—в очерке „Проблема Кольского п-ва" была распространена, в виде опыта, на всю его территорию (А. Полканов, III, *326*).

В последующие 1932 и 1933 гг. широко развернувшиеся исследования Кольского п-ва вносят много новых данных, которые заставляют перестраивать приводимую здесь схему, приближая нас постепенно к более и более „достоверной геологической истории" Кольского п-ва. Эти новые представления можно найти в подготовленных мною к печати очерках „Принципы и методы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского п-ва" (1934) и „Геологический очерк Кольского п-ва" (1934 г.)

Отметим в этом дополнении только наиболее существенные изменения, касающиеся геологии исследованной территории (см. второе предисловие).

2. В отношении стратиграфического положения комплекса слюдяных гнейсов новые исследования подтвердили его связь постепенными переходами с комплексом гранатовых гнейсов и более древний возраст, чем олигоклазовые гнейсо-граниты (Заимандровский район по данным Д. В. Шифрина). С другой стороны, Седерхольм (III *320*) для рудоносной свиты Сюдварангера ввел новую стратиграфическую единицу, назвав ее „лопарской" свитой и располагая ее ниже ботнийских образований южной Финляндии. Отмеченное мною различие во взаимоотношении нашей свиты слюдяных гнейсов и свиты Сюдварангера к комплексу гранатовых гнейсов (постепенный переход для первой и, наоборот, несогласие для второй) и к интрузии олигоклазовых гранитов (более древний возраст, чем эти граниты для первой и, наоборот, более молодой возраст для второй) сохраняет еще свое значение и теперь, что требует дополнительных сравнительных исследований. Отметим, между прочим, что не исключена возможность более древнего возраста, чем олигоклазовые гнейсо-граниты, и для свиты Сюдварангера, так как просмотр шлифов из четырех валунов из конгломератов Сюдварангера (коллекция П. В. Виттенбурга) показал, что породы эти очень мало похожи на гнейсо-гра-

ниты, что соответствует и сомнению Марстрандера, называвшего их также валунами „спарагмитовой породы или гнейсо-гранитов" (III—*212*).

Следует здесь отметить также, что детальные исследования Д. В. Шиффрина и Н. С. Зонтова (1932—1933) в новом рудоносном Заимандровском районе установили, что магнетитовые сланцы здесь развиты вне всякой связи с магматическими породами, что доказывает их возникновение за счет осадочных образований типа джеспилитов. В известной степени эти представления можно перенести и на часть описанных мною магнетитовых сланцев, как указывалось это мною выше.

Однако наличие таких руд осадочно-метаморфического генезиса не исключает возможности и описанного мною метасоматического оруденения с образованием очень сходных по петрографическому составу конечных продуктов оруденения, как это имеет место и для архейско-свионийского оруденения Средней Швеции (см. главы III и II).

3. После исследований А. М. Шукевича комплекса гранулитов Западной Лапландии, установившего здесь развитие кварцево-гранатового габбро с гнейсовой текстурой и гиперстеновых-норитовых гнейсов, принадлежащих, по Седерхольму, к постботнийским, а по Эскола, может быть, даже к посткарельским образованиям (см. главу VIII) мною сделано следующее изменение.

Из состава комплекса габбро-амфиболитов—амфиболовых гнейсов выделены и причислены к гранулитам сходные с ними кварцево-гранатовые габбро-нориты Анис-тундры, о которых мною высказывалось уже предположение, как о возможно более молодых образованиях (см. главу IV).

Кроме того, значительным петрографическим сходством с гиперстеновыми гнейсами комплекса гранулитов обладает и наш комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов. Но имеется и различие.

Различие это заключается в том, что наши гиперстеновые гнейсо-диориты не сопровождаются, собственно, кислыми гранатовыми гранулитами, а, наоборот, сопровождаются кислыми диференциатами типа кварцевых диоритов, присутствие которых не отмечено в комплексе гранулитов. Вопросы эти требуют детального сравнительного изучения, и возможно, что в обоих случаях мы имеем дело или с комплексами одного возраста, но развитыми в различных фациях (гранулитовая и габбровая) или же все-таки с двумя разновозрастными образованиями (см. главу V).

4. Если комплексы гранулитов и гиперстеновых гнейсо-диоритов окажутся одновременными и более молодыми, то приведенный материал наблюдений заставил бы предполагать существование двух возрастов олигоклазовых гнейсо-гранитов (или кварцевых диоритов). Один из них, по наблюдениям А. М. Шукевича, более древний, чем гранулиты и тождествен петрографически олигоклазовым гнейсо-

гранитам Мурманского побережья (см. главу VI) или гнейсо-гранитам, прорывающим слюдяные гнейсы в Заимандровском районе и т. д., а другой—более молодой и, повидимому, связанный генетически с гиперстеновыми гнейсо-диоритами (см. главу V).

5. Комплекс сланцеватых амфиболитов тундры Толпь I, Лыствыд-Кеулик, отнесенный здесь предположительно к ботнию, причисляется мною теперь к карельским образованиям—нижнему отделу.

Это соответствует тому обозначению возраста, которое дает теперь Седерхольм сходным образованиям, развитым на юго-запад от Печенгских тундр (см. карту у Седерхольма, III, *320*). Такое повышение возраста свиты оказалось возможным после допущения посткарельского возраста прорывающих их гранитов (см. главы VII и IX).

6. Микроклиновые граниты разделены теперь мною на две группы: 1) гнейсо-гранитов посткарельских и прорывающих нижний отдел карелид—свиту Толпь I, Лыствыд-Кеулик, 2) порфировидных гранитов—предположительно более молодых, чем верхний отдел Карелид к которому условно причислена свита Печенга-Кучин (и Имандра-Варзуга). Постботнийские микроклиновые граниты в исследованном районе выделить пока очень трудно (см. главы IX и XII).

7. Благодаря новым наблюдениям Н. П. Лупановой над дайками диабазов на восточном Мурмане оказывается возможной новая группировка их относительных возрастов, при которой группа пикрит-порфиритов может быть объединена в одну, но тогда окажутся еще моложе ее некоторые дайки диабазов северо-восточного простирания (см. гл. XI и XII).

8. Возраст свиты Рыбачьего и Кильдина принимается теперь мною, согласно новым работам Хольтедаля и Седерхольма, как докембрийский или гиперборейский (Hyperborean, III, *320* и *329*) (см. главы XI и XIV).

9. Новые данные, полученные при исследовании щелочных гранитов и метаморфической свиты Кейв восточного водораздела, заставляют или несколько снизить возраст щелочных интрузий Кольского п-ва, считая их не моложе верхнего девона, или же допустить, кроме этих более древних интрузий, существование еще более молодых, соответствующих по возрасту щелочным интрузиям Осло в Норвегии и мыса Флетчер в Гренландии (Пермь).

Глава XVI

ОЧЕРК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ИССЛЕДОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Все сведения о полезных ископаемых исследованного района, полученные в результате моих маршрутных работ, мною были даны уже в краткой сводной работе в 1927—1928 гг. (см. А. А. Полканов, II, *60*).

В настоящем очерке мною приводится расширенное изложение приведенных данных с некоторыми дополнениями о глинах и строительных материалах. Данные эти имеют почти исключительно качественное значение, значение первых указаний на направление последующих поисково-геологических работ.

РУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1. ЗОЛОТО

Золото, вероятно в связанном виде, было один раз обнаружено аналитически в образце пирита из пирито-баритовой жильной породы (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 19).

1. На восточном берегу губы Чайной в Мотовском заливе, по указанию колониста Андре, была встречена щель, образовавшаяся на месте денудированной жильной породы что можно было видеть по ржавой окраске стенок гнейсо-гранита (см. обн. 428). Из-под глыб гнейсо-гранита рукой можно было достать образцы жильной породы, оказавшейся барито-пиритовым и аггрегатами. Мощность жилы (трещины) около 0.5 м (может быть несколько меньше), простирание 30° СВ, протяжение неизвестно.

Анализ образца, выполненный аналитиком К. И. Аргентовым (б. Геол. ком.), дал содержание Au — 0.0003% (11.05 доли в 100 пуд. породы). В образцах можно было видеть также ассоциацию минералов пирита и барита.

Жила, вероятно, относится к кальцито-баритовой формации жил, известных в соседней части Финляндии, строго говоря, неизвестного возраста и с неизвестной родовой связью с какой-либо магмой.

В изложении о дайковой формации основных пород (гл. XII) мною высказывается предположение о связи этих жил с формацией даек

основных пород (может быть группы пикрит-порфирита — авгитового порфирита?).

2. На правом берегу р. Туломы у Падуна был встречен обрывок кварцевой жилы в 1 м длиной, близкой по минералогическому составу с серией золотоносных жил финской Лапландии (обн. 1084).

Простирание жилы 175—180°, мощность 72 см. Жила смещена широтными сбросо-сдвигами и продолжения ее не видно (см. фиг. 20). Жильное тело кварца с выделениями минералов, указанных в табл. 66.

Таблица 66

Жила с р. Туломе	Жила из финской Лапландии
Кварц	Кварц
—?	Сидерит
Кальцит (выполняющий пустоты)	Кальцит
—?	Магнезит
Спекулярит, Магнетит } больше пирита	Спекулярит
	Магнетит
Пирит	Пирит
—	(Халькопирит)

Это сравнение с золотоносными жилами Финляндии указывает на их некоторое сходство (C. Fierks, III, *636*). Отметить следует, что в жилах Финляндии изредка встречается платина, и они связываются Фирксом с формацией трапповых даек.

Помимо того мною был опробован на содержание Au и Ag пиритовый фальбанд в куммингтонитовом сланце с порога Калепуха на р. Туломе (обн. 1028). Анализ, произведенный К. И. Аргентовым, дал отрицательные результаты.

Все эти данные указывают:

1) На возможность встречи золотоносных жил в районе Нотоозера и его притоков, тем более, что этот район находится в непосредственной близости к полю подобных жил в Финляндии.

2) На возможность встречи золотоносных колчеданов в пиритобаритовой формации жил, которая нам известна на побережьи финляндского Мурмана и изредка наблюдалась на Мурманском побережьи Союза.

Геологическим поисковым признаком является указанного типа жилы и ущелья на месте удаления жил (!) северо-восточного и меридионального простирания (повидимому, главным образом) и ржавые налеты на стенках пород. Кроме вышепоименованных районов жилы могут быть встречены и в других местах.

2. МОЛИБДЕНИТ

Молибденит был встречен в 6 местах, приуроченных к пегматитовым жилам, или их контактам с окружающей породой (см. А. А. Пол-

канов, II, *60*, стр. 20). Всюду чешуйки молибденита оказывались мелкими и редкими, за исключением образцов, доставленных лопарем с тундры Гремяха, где отдельные кристаллики достигали 7 мм и даже 9 мм в длину.

По генетическим признакам можно различать:

I. Связь молибденита с олигоклазовыми пегматитами.

1) В жиле пегматита на правом берегу р. Колы у первого порога, близ города Колы, молибденит в редких мелких чешуйках (обн. 1517) вместе с мелкими зернами пирита.

2) Мотовский залив, южный берег губы Чайной. В висячем боку пегматитовой жилы олигоклазового гранита в скоплениях биотита наблюдаются редкие мелкие чешуйки молибденита вместе с мелкими зернами пирита (обн. 428). Скопления биотита, может быть, образованы за счет изменения боковой породы амфиболита пегматитом.

Так как в обоих случаях олигоклазовые пегматиты располагаются в амфиболитах, то нельзя уверенно говорить о связи этих пегматитов с олигоклазовыми гранитами. Быть может, это пегматиты микроклиновых гранитов, изменившие свою конституцию благодаря реакции взаимодействия с окружающей основной породой.

II. Связь молибденита с микроклиновыми пегматитами.

3) Тундра Энбань, западный склон; жила микроклинового пегматита в гранатовых гнейсах. Молибденит в редких и мелких чешуйках (обн. 1657).

4) Район ст. Пулозера, левый берег р. Ангес (близ тропы) в гранатовом пегматите, секущем гранатовый амфиболит, наблюдались мелкие чешуйки молибденита (обн. 2015).

III. Молибденит в амфиболовых сланцах пиритизированных.

5) Река Тулома, порог Калепуха, скала на левом берегу. В упомянутых выше амфиболовых сланцах инъецированных кварцевыми и полевошпатовыми жилками, образуются прослойки биотита, в которых обнаружены редкие мелкие чешуйки молибденита (обн. 1028).

Возможно, что это оруденение связано с микроклиновыми гранитами, развитыми севернее этой полосы гранатовых гнейсов.

IV. Связь молибденита с пегматитами щелочных гранитов.

6) Т. Гремяха. Образцы молибденита были доставлены лопарем. Затем лопарем В. К. Мошниковым было показано и место, откуда взяты были образцы. На указанном месте была найдена кварцевая полевошпатовая жила с выделениями щелочного амфибола и ильменита (обн. 1291). При тщательном осмотре жилы и разбивании молотом породы новых образцов молибденита не было обнаружено.

Из всех этих наблюдений вытекает с несомненностью связь появления молибденита с микроклиновыми пегматитами, пегматитами щелочных гранитов и с олигоклазовыми пегматитами, которые, может быть, образованы также за счет микроклиновых пегматитов. Молиб-

денит располагается как в теле жилы, так и в контактовой породе, сопровождаясь иногда пиритом. Все жилы пегматита оказались приуроченными к комплексам более древних, чем граниты, пород. Исключение составляет жила на т. Гремяха.

Очевидно, поиски молибденита надо осуществлять одновременно с поисками пегматитов и слюды.

3. ГАЛЕНИТ

Галенит мною был встречен только два раза в виде мелких (с булавочную головку) кристалликов, приуроченных к кальцитовым жилкам (см. А. А. Полканов, III, *60*, стр. 20).

1) Южный конец о-ва Титовского в ф. Титовском. По западному зальбанду дайки диабаза расположена тонкая кальцитовая жилка, где и обнаружены редкие кристаллики галенита (обн. 434).

2) Рыбачий п-в—Озерко—мыс Вестник, восточный край. Конгломераты секутся жилкой кальцита с редкими мелкими кристалликами галенита. Простирание жилы СВ.

Так как в соседней части Финляндии известна формация серебро-свинцовых жил (губа Долгая), то возможность находки подобных жил на Мурманском побережьи не исключена. Поисковые признаки жил те же, что и для золотоносных жил (см. выше).

4. НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ

Никелевая зелень была встречена мною один раз на вершине т. Кучин в мета-диабазах при раскалывании образца породы (в волосной жилке-трещинке). (См. А. А. Полканов, II, *60,* стр. 20). Это указание имеет интерес в связи с тем, что комплекс пород т. Кучин надо, повидимому, считать аналогичным комплексу Печенгских тундр в соседней части Финляндии, где были обнаружены богатые месторождения никеле-медных руд. По данным Хаусена и Вегмана, руды эти приурочены там к поясу осадочных пород, в которые были вторгнуты многочисленные мелкие интрузии перидотитов. Пояс этих осадочных пород расположен приблизительно в средине мощности свиты (H. Hausen, III, *164*; C. Wegmann, III, *296*).

В зависимости от того, является ли исследованная мною часть т. Кучин сложенной породами соответствующими верхними или нижними горизонтам свиты Печенги, можно предполагать, в случае аналогии их строения, расположение подобного же горизонта в первом случае ниже современного основания т. Кучин, во втором же случае в северо-западной части группы тундр Кучин, мною не посещенной из-за предположения, что эта территория принадлежит Финляндии (при отсутствии топографической основы) (см. подробности в главе X о комплексе т. Кучин).

Было бы интересно при детальных исследованиях этого района осветить все эти вопросы.

5. ХАЛЬКОПИРИТ

Халькопирит вместе с пиритом и медной зеленью встречен был мною один раз на южном берегу Мотовского залива близ дома колониста Андре (западнее) (см. А. А Полканов, II, *60*, стр. 20). Это тонкая баритовая жилка, секущая диабазовую дайку, содержащая некрупные выделения пирита и халькопирита, окруженного медной зеленью (обн. 422).

Жилка относится к той же кальцито-баритовой формации с пиритом и галенитом, о которых говорилось выше и для которых применимы те же поисковые признаки.

Другая возможность сонахождения халькопирита с пентландитом, по аналогии с т. Печенга в Финляндии, может быть, не исключена для района т. Кучин (см. о никеле).

6. ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Не считая часто встречающейся мелкой вкрапленности магнетита в амфиболитах и других основных породах, можно наметить несколько (4) типов месторождений магнитных железняков на исследованной территории (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр 21—24).

I. Магнетит, приуроченный к пегматитам и включениям в гранитах (II, *60*, стр. 21).

В розовых, белых и красных микроклиновых пегматитах были встречены крупные выделения сростков магнетита. Такие жилы были обнаружены на вараке Сухой у Сухого порога на правом берегу р. Туломы, на правом берегу Ара ф. в 2.5 км от колонии, у колонии о-ва Вичаны, у рыбачьего поселка на о-ве Китовом и довольно часто в валунах пегматита в различных частях исследованной территории.

Изредка наблюдалась и сильная вкрапленность магнетита в порфировидном микроклиновом граните (в валуне близ озера Лебяжьего).

Во включениях основных пород типа амфиболитов в олигоклазовых гранитах также наблюдалось иногда скопление магнетита наряду со сфеном и иногда апатитом, указывающее на контактово-метасоматический генезис этих образований. Крупного масштаба этого типа оруденения не было встречено.

Интересно отметить, что магнитная аномалия на т. Попова, открытая Б. А. Поповым в 1899 г. и разысканная снова мною в 1926 г. (см. подробное описание аномалии А. А. Полканов, II *59*, обн. 763), расположена между коренными обнажениями порфировидных гранитов и амфиболитов и может быть связана со скоплением в приконтактовой полосе магнетита (см. в статье моей—II, *59* и другие предположения).

В связи с этими наблюдениями и предположениями желательно было бы изучать контакты пород кислой магмы с более древними породами основного состава с точки зрения возможности скопления здесь магнетита.

II. Титаномагнетит, связанный с габбро (А. А. Полканов, II, *60*, стр. 21).

Описанный в главе о „Щелочных гранитах и т. д." массив габбро-щелочных сиенитов из района озер Гремяха и Вырмес является вместилищем скоплений титаномагнетита.

Как видно из описания, породы, слагающие массив, можно разбить на два ряда: 1) ряд пироксенитов (оливиновых)—габбро и 2) ряд акеритов-пуласкитов-лаурвикитов.

Как тот, так и другой ряд содержат титано-магнетит, но особенного изобилия скопления его достигают в основных породах ряда габбро-пироксенитов.

Породы ряда габбро здесь обладают ясно выраженной флюидальностью и параллельной полосатостью, благодаря перемежаемости слоиков (различной мощности) лейкократового и меланократового габбро, или габбро со слоиками пироксенитов.

Титаномагнетит также распределяется неравномерно, скопляясь, главным образом, в слоиках меланократового габбро и пироксенита. Под микроскопом породы, обогащенные титаномагнетитом, обладают сидеронитовой структурой, указывающей на последнюю стадию выделения руды.

Весь массив габбро—щелочных сиенитов занимает площадь около 50 кв. км, очень плохо обнаженную и располагающуюся частью по склонам группы тундр Пурнвыд, Верес и Острая, а частью занимая пониженную депрессию между ними.

Часть этой площади, главным образом средняя, сложена сиенитовыми породами, другая же часть, приуроченная, главным образом, к краевым западной, восточной и южной частям массива, сложена габбро-пироксенитами (см. геологическую карту), занимающими вероятно не менее половины всей площади интрузии.

Трудно сказать, имеют ли практическую ценность эти породы, обогащенные титаномагнетитом. При полосатом строении породы для истинного представления о содержании в ней титаномагнетита необходимо произвести среднее опробование. Индивидуальные анализы не могут быть показательными.

Надо иметь в виду и возможность шлировых скоплений титаномагнетита.

В 1923 г. моим помощником И. И. Чупилиным был найден валун сплошного титаномагнетита (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 21) около 16 кг весом на правом берегу р. Туломы у порога Калепуха.

Может быть валун этот был принесен с этого же массива, и тогда это указывало бы на возможность шлировых обособлений руды. Но не исключена возможность приноса его из каких-либо других мест, расположенных выше по р. Туломе и не обнаруженных до настоящего времени. Интересно отметить, что валун этот ассоциирует с многочисленными валунами щелочных пород ряда ийолит-уртита, содержащих меланит, тингуаита, нефелин-порфира, не обнаруженных мною в массиве Вырмес—Гремяха и коренное месторождение которых надо предполагать где-то южнее Лукова наволока на р. Туломе, где обнаружены были мною самые южные находки валунов этих щелочных пород (см. главу о XIII щелочных породах).

Анализ магнитной фракции титаномагнетита из габбро-пироксенита (обн. 1751) дал содержание TiO_2 19.02%; проба на V_2O_5 дала отрицательные результаты (?)

Содержание TiO_2 в титаномагнетите из упомянутого валуна — 21.01% и V_2O_5—0.09%.

Аналитик Л. Э. Шарлов в ЦНИГРИ.

Было бы желательно произвести поисковые работы на этой небольшой площади. Вследствие магнитности (слабой) пород возможна магнитометрическая съемка, без которой поисковые работы в сильно задернованном районе вряд ли могут быть успешными.

III. Магнитные железняки в слюдяных гнейсах (см. также гл. XV, §§ 2, 3)

О месторождениях этого типа в последнее время имеется наибольшее количество данных. История их исследования приведена в главе о комплексе слюдяных гнейсов (см. А. А. Полканов II, *43*, *44*, *45*, *50 51*, *54*, *55*. *60*; И. П. Толмачев, II, *46*; П. В. Виттенбург, II, *47*; И. Е. Кузнецов II, *49*, *68*; А. П., Герасимов II, *48*; Н. Н. Котляр, II, *64*; А. С. Пуртов, II, *62*) (см. главу III этой работы).

Руда приурочена к комплексу слюдяных гнейсов—древнейших отложений архея, относящихся к свионийскому отделу финляндской стратиграфии докембрия. Комплекс слюдяных гнейсов обнаружен мною развитым в виде двух полос: 1) северной и 2) шонгуйской.

Северная полоса слюдяных гнейсов пересечением редкими маршрутами прослежена мною на 100—110 км и, имея ширину около 8—10 км, тянется в направлении с СЗ на ЮВ от границы с Финляндией близ колонии Титовки через устьевую часть рр. Китовки, Зап. Лицы и южную часть фиорда. Лица, через р. Уру (нижнее течение), Кольский ф. у мыса Мишукова и Пинагорий к верхнему течению р. Средней, где, повидимому, и заканчивается. На всем этом протяжении слюдяные гнейсы слагают, главным образом, возвышающиеся тундры, тянущиеся в том же направлении и прерывающиеся поперечными широтными депрессиями с речными и озерными системами расположенными в них.

С севера к слюдяным гнейсам примыкают породы комплекса олигоклазовых гранитов (кварцевых диоритов), которые сильно инъецируют слюдяные гнейсы, с юга же комплекс гранатовых гнейсов. На юго-восточном конце полоса слюдяных гнейсов огибается олигоклазовыми гранитами, а еще далее на юго-восток располагаются уже интрузивные породы комплекса гиперстеновых диоритов,

На пространстве между рр. Урой и Зап. Лицей комплекс слюдяных гнейсов прерывается, благодаря интрузии порфировых гранитов, полосой шириной около 6 км.

Общая площадь северной полосы, занимаемая комплексом, около 1000—1100 кв. км. В состав комплекса слюдяных гнейсов северной полосы входят следующие породы:

1) Слюдяные гнейсы—слюдяные сланцы.
2) Мигматиты.
3) Амфиболиты разного характера с приуроченными к ним рудами
4) Более молодые интрузии а) олигоклазовых гранитов; b) микроклиновых гранитов.

Слюдяные гнейсы (иногда с гранатом) являются, вероятно, частью парагнейсами, частью ортогнейсами, образовавшимися за счет кислых магматических пород или же пород типа роговообманковых гнейсов. Изредка первые из этих пород переходят в слюдяные сланцы. Эти гнейсы слагают, главным образом, южную часть полосы развития гнейсов.

Мигматиты возникли за счет слюдяных гнейсов путем инъекции и имбибиции их олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами и развиты, главным образом, в северной части полосы гнейсов.

Амфиболиты частью, вероятно, произошли за счет магматических пород основного ряда, частью же за счет осадочных типа известняков и мергелей. Все наблюдавшиеся мною выходы руд оказались приуроченными к амфиболитам, но не все пачки амфиболитов сопровождаются рудой.

Внутренняя тектоника свиты не могла быть выяснена исследованиями при отсутствии каких-либо опорных стратиграфических горизонтов. Можно лишь считать, если предположение об седиментогенной природе исходного материала комплекса верно, что свита эта сильно нарушена и смята в мелкие крутые складки, в общей сложности приближаясь по строению к синклинорию или антиклинорию (в первом приближении) Нарушения произошли в постсвионийскую эпоху диастрофизма, названную мною Саамской, и сопровождались интрузиями сначала основной магмы, вовлекавшейся в складки и давшей часть наблюдающихся теперь амфиболитов, и затем кислой магмы состава олигоклазовых гранитов, образовавшей огромный северный массив и вызвавшей метаморфизацию и инъекцию комплекса слюдяных гнейсов и, может быть, породившей и самые руды. Позд-

нейшие постботнийские интрузии микроклиновых гранитов снова прорвали свиту в виде, главным образом, многочисленных жил пегматитов и аплитов.

Шонгуйская полоса слюдяных гнейсов располагается несколько восточнее станции Шонгуй Мурманской жел. дор., в низине между варакой Шонгуй и тундрой Вага-выд. При плохой обнаженности можно предполагать, что ширина этой полосы около 2 км, а длина неизвестна, но не менее 7—8 км. Полоса тянется с ССЗ на ЮЮЗ и заключена среди пород комплекса гранатовых гнейсов.

В состав этой полосы входят слюдяные гнейсы и мигматиты, образующиеся при инъекции микроклиновых гранитов (пегматиты), и, наконец, встречена одна пачка габбро-амфиболитов, к которой и приурочена руда.

Возможно, что эта полоса слюдяных гнейсов является зажатым антиклинорием или синклинорием среди комплекса гранатовых гнейсов.

Железорудная порода, во всех наблюдавшихся мною случаях, оказывалась связанной с амфиболитами в северной полосе и с габбро-амфиболитами в шонгуйской полосе. Петрографически это магнетитовый сланец, состоящий из кварца, амфибола грюнерит-куммингтонитового ряда (и) или диопсид-геденбергита и магнетита. Изредка наблюдаются гранат и эпидот. В месторождении у Шонгуя имеется и гиперстен. Рудная порода имеет всегда ясно выраженную сланцеватость и часто (не всегда) полосчатое распределение магнетита и темного минерала, перемежаясь с существенно кварцевыми слойками.

Таблица 67

№№ об.	619	639	620	628	635	1	67	88	89
SiO_2	45.89	48.98	—	—	—	50.75	—	—	—
Fe_2O_3	24.90	8.71	23.27	33.62	25.88	22.06	—	—	—
FeO	22.86	27.55	20.20	21.73	22.21	23.26	—	—	—
Al_2O_3	2.58	7.20	—	—	—	0.47	—	—	—
CaO	1.22	3.92	—	—	—	1.29	—	—	—
MgO	1.91	1.68	—	—	—	1.57	—	—	—
Na_2O	0.37	0.51	—	—	—	0.95	—	—	—
K_2O	0.32	0.71	—	—	—	сл.	—	—	—
TiO_2	0.10	0.11	0.58	0.43	0.29	сл.	—	—	—
P_2O_5	0.14	0.10	0.22	0.29	0.11	—	—	—	—
SO_3	0.23	0.10	сл.	сл.	0.11	—	—	—	—
MnO_2	—	—	—	—	-	0.25	—	—	—
Σ	100.52	99.57	—	—	—	100.60	—	—	—
Fe_2O_3 Раств. в H_2SO_4	43.15	26.28	31.57	38.93	46.71	—	—	—	—
Fe раств. в H_2SO_4	30.50	19.40	22.00	27.30	32.70	—	32.38	30.55	28.19
Fe общее	35.10	27.50	32.00	40.40	35.40	33.50	37.36	34.55	38.19

[1] Тундра. Мишукова, восточный склон, П. В. Виттенбург (II, 47).

Испытание обр. № 635 на содержание V_2O_5 дало отрицательные результаты. Аналитик Г. Платунов.

Обр. № 619	Грюнерито-магнетитовый сланец. Кольский ф., правый берег, мыс Пинагорий	Материалы А. А. Полканова Аналитик Е. А. Свержинская
Обр. № 620	То же продолжение пласта на восток	
Обр. № 628		
Обр. № 639	Пироксено-магнетитовый сланец. Кольский ф. левый берег у устья р. Лавны	
Обр. № 635	Грюнерито магнетитовый сланец т. Мишукова обн. под соснами. Кольский ф., левый берег.	
Обр № 67	Над 2 линзою южной залежи у р. Киеварака	Материал А. С. Пуртова
Обр. № 88	Северный пласт на восточном берегу оз. Ливлинского	Материал А. С. Пуртова
Обр. № 89	Южный пласт	

Химические анализы на определение растворимого в H_2SO_4 железа, т. е. в магнетите, показывают содержание от 19.40% и до 32.38% Fe.

Предварительные испытания на обогащение дали благоприятные результаты (испытания по небольшим материалам А. С. Пуртова, см. Н. Н. Котляр II, *64*).

Такая железорудная порода залегает всегда согласно с амфиболитом, а последний располагается согласно со слюдяными гнейсами свиты. Простирание СЗ, а падение обычно под крутым углом на СВ или ЮЗ. Магнитометрические работы А. С. Пуртова (II, *62*) устанавливают, что такие рудные пласты колеблются по мощности от нескольких метров и до 20—40 м и имеют протяжение от нескольких метров и до 3 км по простиранию. Те же исследования указывают на возможное их большое протяжение на глубину в одних случаях и в других случаях, наоборот, указывают на быстрое выклинивание (II, *62*, стр. 50 и 52).

В районе Кольского фиорда геологическими исследованиями моими, П. В. Виттенбурга и А. П. Герасимова установлено всего около 6 отдельных пластов руды, тогда как магнитометрические исследования А. С. Пуртова (II, *62*) показали, что наблюдавшиеся нами залежи относятся к более мелким линзам, которых, кроме того, на площади магнитометрической съемки А. С. Пуртовым нащупано очень большое количество. Помимо этих мелких залежей, Пуртовым оконтурены магнитометрически четыре крупных залежи:

1. Южная залежь, 4 линзы с общей площадью 4550 кв. м
   Запас руды до уровня Кольского ф. 1 040 000 т
2. Средняя залежь, 1 линза с площадью 2600 кв. м
   Запас до уровня Кольского ф. 10 900 000 т.
3. Северная залежь, 2 линзы с общей площадью 2500 кв. м
   Запас руды до уровня Кольского ф. 4 440 000 т
4. Ливлинская залежь, 4 линзы с общ. площадью 17.500 кв. м
   Запас руды до уровня Ливлинского озера 7 750 000 т.

Общий условный запас руды Пуртов исчисляет в 23 880 000 т, считая среднее содержание железа в 30%.

Присутствие руды исследованиями, главным образом маршрутного характера было установлено и в других частях северной полосы слюдяных гнейсов:

1) На юго-восточном конце полосы слюдяных гнейсов, на восточном склоне т. Маляурвыд, тонкие пропластки в амфиболите (обн. 1726, А. Полканов).

2) На р. Уре, правый берег ниже устья р. Кеттели (по Кузнецову, р. Кодде), пласт 1.5 м в амфиболите (И. Е. Кузнецов II, *49*, стр. 359).

3) На р. Зап. Лице Кузнецовым (II, *49*) в 6 км от устья обнаружен пласт с колеблющейся мощностью от 12 и до 20 и 22 м. Пласт прослежен на протяжении 2 км по выходам и 3 км магнитометрией. На западном конце залежь выклинивается. Содержание железа до 34% в западной части, а с увеличением мощности на ЮВ наблюдается обогащение кварцем и обеднение магнетитом.

По И. Е. Кузнецову, считая 34% железа, при мощности (3 саж.)—6 м и длине залежи (1000 саж.)—2 км, при углублении на (1 саж.)—2 м запас руды исчисляется в 100 000 т.

Кроме того, в этом районе севернее обнаружен другой пласт около 1.5 мощностью (И. Е. Кузнецов и А. А. Полканов, обн. 631).

4) На р. Китовке (Титовка) у колонии на правом берегу (обн. 667) магнетитовые сланцы в виде тонких прослоев располагаются в биотито-амфиболовом гнейсе, имея общую мощность около 15 м (вместе с пустой породой).

Такая распространенность оруденения почти при всяком пересечении комплекса слюдяных гнейсов позволяет предполагать возможность значительных перспектив на площади развития всего комплекса, достигающей 1000—1100 кв. км, из которых систематической магнитометрической съемкой охвачено было лишь около 100 кв км.

В Шонгуйской полосе был встречен только один выход руды (обн. 1632) в виде гиперстено-магнетитовых сланцев, переходящих в грюнерито-магнетитовые сланцы, приуроченные к габбро-амфиболитам. Общая мощность около 12—14 м (считая прослой пустой породы).

Вопрос о генезисе руды сложен, и имеющиеся данные позволяют предположительно говорить о нескольких возможностях:

1) Если амфиболиты, к которым приурочены руды, являются измененными интрузивными залежами пород комплекса гиперстеновых диоритов или залежами измененных гиперстеновых парагнейсов, то тогда магнетитовые сланцы могут являться образованными путем гипомагматического метасоматоза этих пород. Такие образования впоследствии, вероятно, под влиянием воздействия интрузий гранитной магмы могли измениться из гиперстено-магнетитовых сланцев в грю-

нерито-магнетитовые сланцы, т. е. тогда рудоносная порода является матаморфической амфиболитовой фацией гиперстено-магнетитовых пород, возникших при гипомагматическом метасоматозе пород габбро-диоритового ряда или упомянутых парагнейсов. Магнетитовые сланцы в Шонгуйской полосе представляют как раз переходную породу обоих этих типов.

2) Другая возможность образования рудных сланцев путем метасоматоза амфиболитов также различного генезиса в связи с интрузиями олигоклазовых гранитов. Метасоматические процессы вызывались растворами, привносившими Si, Fe и, вероятно, Mg, и схожи в таком случае с процессами, описанными П. Эсколя для района Ориярви южной Финляндии (Eskola, III, *127*, стр. 241 — 243, 256 — 257, 259—263). Различие с первым процессом заключается лишь в более низком температурном интервале, тогда как источник этих процессов, магма, в обоих случаях очень близок по составу своих диференциатов.

Но существование подобного генезиса железных руд не исключает возможности присутствия в этих же свитах и магнетитовых кварцитов осадочно метаморфического генезиса, как это имеет место для свионийских месторождений Швеции.

Из изложенного следует, что поиски этого типа руд должны производиться на территории намеченных полос распространения слюдяных гнейсов или возможного дальнейшего продолжения их полос по простиранию (шонгуйская полоса).

VI. Магнитные железняки, приуроченные к комплексу гиперстеновых гнейсо-диоритов

Смотри главу о комплексе гиперстеновых гнейсо-диоритов (V). Данные об этих месторождениях основаны только на наблюдениях маршрутного характера (см. А. Полканов II, *56* и II, *60*, стр. 23).

Маршрутные наблюдения установили, что восточнее Кольского фиорда и р. Туломы широким развитием пользуется комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов. Может быть впечатление о редкой встречаемости гиперстеновых диоритов и в мелких геологических телах на запад от Кольского фиорда и р. Туломы является не вполне точным, благодаря редким маршрутам, сделанным здесь, и плохой обнаженности района.

Комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов является заключенным почти всюду среди гранатовых гнейсов; располагаясь в виде полос, удлиненных в направлении простирания заключающих гнейсов, т. е. (почти) всегда в северо-западном направлении. Как видно на карте, тела эти являются то очень значительными по размерам, то небольшими и часто поэтому даже не изображенными на карте.

Можно предполагать что это частью антиклинал-батолиты, частью же согласные интрузии, расположенные по плоскостям слоистости гранатовых гнейсов, возникшие синтектонично с саамской эпохой диастрофизма постсвионийского времени.

Вследствие этого фация пород, развитых в массивах диоритов, является гнейсовой, и комплекс назван мною гнейсо-диоритами.

По петрографическому составу комплекс гиперстеновых диоритов чрезвычайно сложен и заключает в себе до 60 типов различных пород, считая разности, возникшие при диференциации, явлениях автометаморфизма и, частью, впоследствии наложившихся процессов аллометаморфизма.

Вследствие диференциации магмы здесь возникает ряд пород, начиная от основных перидотитов и вплоть до олигоклазовых кварцевых диоритов и пород типа-трондъемитов и силекситов, а, может быть, даже серии чарнокитов-мангеритов.

Кислые диференциаты типа олигоклазовых кварцевых диоритов и трондьемитов иногда слагают значительную часть массива и частью выделены мною на карте от серии гиперстеновых пород, поскольку позволяли это сделать мои редкие маршруты.

Рудные породы также генетически принадлежат к комплексу гиперстеновых гнейсо диоритов, являясь вероятно, возникшими за счет диференциатов магмы, содержавших магнетит и подвергшихся гипомагматическому метасоматозу с перемещением и привносом нового рудного вещества.

Помимо, того, в связи с возможностью возникновения части гиперстеновых гнейсов за счет седиментогенного материала (см. главы II и V), не исключена вероятность и метасоматического замещения и оруденения и такого типа пород. Петрографический характер продуктов метасоматоза и оруденения в обоих случаях будет очень близким друг другу (!).

В результате подобного типа процесса возникали магнетито-пироксеновые сланцы, содержащие магнетит, кварц и гиперстен и (или) диопсид-геденбергит схожие по внешнему облику с магнетитовыми сланцами из полосы слюдяных гнейсов. Такой магнетито-пироксеновый сланец обладает ясной сланцеватостью и иногда весьма совершенной полосчатой текстурой, состоящей точно так же из перемежаемости рудных и безрудных—кварцевых, главным образом, слоиков. Вследствие перемещения магнетитового и кварцевого вещества порода приобретает иногда жилковатый характер, распадаясь на кварцевые и магнетитовые жилки до 0.5—1 см мощности.

Перечислением валового анализа (табл. 68) устанавливается содержание магнетита 23.90% с металлическим железом 16.85%. Содержание Fe во всей породе 36.77%.

Опробование на содержание V_2O_5—обр. № 1637 дало отрицательные результаты—аналитик Б. Платунов (б. Геол. ком.). Вслед-

Таблица 68

SiO_2	45.34	Обр. № 1635 Северный склон т. Волшпахк Кольский п-в. Аналитики М. Селютина и К. Френкель
TiO_2	следы	
Al_2O_3	нет	
Fe_2O_3	16.39	
FeO	31.12	
MnO	0.17	
CaO	2 44	
MgO	2.31	
Пот. при прок.	0.46	
Гигр. вода	0.20	
	100.45	

ствие крупной перемежаемости прослоев рудных и безрудных для правильного представления о содержании железа необходим анализ средних проб.

Такого типа магнетитовые сланцы обычно наблюдались среди полей гиперстеновых пород или их позднейших видоизменений. При этом само оруденение приурочено обычно к полосам более основных пород, распознаваемых по темному цвету и схожих внешне с амфиболитами, в которые они перешли при позднейших изменениях.

Рудная порода имеет пластообразное залегание, обычно с крутым падением, согласным с гнейсовидной текстурой окружающих пород. Обычно выходы руды не удается прослеживать по простиранию вследствие плохой обнаженности, но в одном случае на т. Нитянапакынч, сопоставляя отдельные обнажения и аномальные участки, можно предполагать, что рудоносная порода пересекает тундры в СЗ направлении и в таком случае, может быть, имеет протяжение до 1000 м (обн. 1847, 1848, 1849, 1852, 1853 и 1885).

Выходы руды частью приурочены к большим интрузивным телам.

В других же случаях сопровождающие основные породы обладают столь малыми размерами, что приходится говорить о руде, расположенной в поле гранатовых или слюдяных гнейсов и связанной с пластовыми залежами этих основных пород.

Приводим список найденных месторождений.

На восток от железнодорожной линии

1) Месторождение в Шонгуйской полосе слюдяных гнейсов вышеуказанное.

2) Вульбуайвинч (обн. 1783),—в гранатовых гнейсах залегает габбро-амфиболит с прослоями магнетитовых сланцев, мощностью 0.25 и до 1.5 м.

3) Т. Пулвыд,—среди гранатовых гнейсов в пачке амфиболитов располагаются пироксеновые сланцы, обогащенные магнетитом (обн. 1891).

4) Т. Нудкеврьлумбулпакынч, — изолированные выходы пироксено-магнетитовых сланцев залегают в поле гранатовых гнейсов (обн. 1927).

5) Т. Нитянапакынч, — около габбро-амфиболитов пласт общей мощностью до 9.5 м, может быть имеющий значительное протяжение, как указывалось выше (обн. 1847—1855).

6) Мелкяурпахк,—2 выхода магнетитового сланца; у одного мощность около 1 м. Расположены среди гиперстеновых гнейсов (обн. 1856).

7) Т. Волшпахк,—гиперстено-магнетитовые сланцы, мощностью 1.5 и около 6 м. Залегают в сложной серии гиперстеновых пород (обн. 1894).

8) Т. Волшпялгынч. Оруденелый пироксено-магнетитовый сланец, общей мощностью около 14 м. Видимое на-глаз содержание магнетита небольшое (обн. 1903).

9) Т. Якимпахк,—в гнейсо-диоритах залежь габбро, обогащенного магнетитом; мощность 40 см (обн. 1913).

10) Т. Сыдрандыч, — пироксено-магнетитовый сланец мощностью 4 м, в гиперстеновых гнейсо-диоритах (обн. 1917).

11) Т. Радьпахк,—в гнейсо-диоритах 2 пласта, в 1 — 0.5 м мощностью, пироксено-магнетитовых сланцев (обн. 1933).

12) Энкедьгпахк,—в пироксеновых гнейсо-диоритах гиперстено-магнетитовый сланец (обн. 1952).

13) Лейбпахк (обн. 1966),—в гнейсо-диоритах магнетитовый сланец около 6 м мощностью.

14) Т. Раматуайвинч,—гнейсо-нориты, обогащенные магнетитом (обн. 1607).

15) Т. Чокондьвыдынч,—пироксено-гранатовая порода переходит в породу, обогащенную магнетитом, общая мощность до 7 м (обн. 1671).

Месторождения между рр. Кола и Тулома

16) Т. Эльвыдынч,—пироксено магнетитовые сланцы среди поля гранатовых гнейсов (обн. 1498) и в пироксеновом гнейсо-диорите (обн. 1501).

Месторождения на запад от р. Туломы

17) Железная варака (обн. 227) — среди поля микроклиновых гнейсо-гранитов обнажен выход пироксено-магнетитового сланца с гранатом, мощностью до 20 см, приуроченный к мета-габбро-норитам.

Такая частая встречаемость оруденения, хотя и не крупного масштаба, заставляет обратить серьезное внимание на исследовение полосы развития комплекса гиперстеновых диоритов и поиски среди них более крупных участков оруденения. Для поисковых работ необходима магнитометрическая съемка, так как районы развития этих пород большею частью очень плохо обнажены.

Таким образом, поиски подобного типа руд должны быть приурочены к намеченным территориям распространения комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов и к возможному продолжению этих полос: 1) в направлении к хибинским и ловозерским тундрам для рудоносного района на восток от железнодорожной линии и 2) от района Куможьего озера (т. Эльвыдынч) к северной оконечности озера Имандра, откуда породы, сходные с сопровождающими рудоносными сланцами, были привезены Г. Д. Рихтером (см. А. А. Полканов II, *60* стр. 23).[1]

V. О возможном месторождении гематитовых сланцев

Как мною уже указывалось (Полканов, II, *60*, стр. 24), в районе ст. Пулоозера, на р. Ангес у Собачьей вараки мною был обнаружен довольно крупных размеров валун гематитового полосчатого сланца По общему направлению движения ледников можно предполагать, что коренные месторождения этих руд должны находиться где-то южнее ст. Пулозера на площади вплоть до озера Имандры и группы тундр Монче. Будущему исследователю этого района надо обратить внимание на поиски этих руд.[1]

НЕРУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

7. ПИРИТ

Пирит в небольших количествах встречался в различного типа месторождениях (см. Полканов, II, *60*, стр. 24).

I. В жильной формации

Выше уже указывалось три встреченных случая кварцевой и баритовой жил с пиритом (см. золото и халькопирит).

Кроме этого на южном берегу губы Кутовой также встречен был пирит с баритом в зоне дробления, идущей по западному контакту дайки диабаза, обнажающейся неподалеку от поселения в губе Кутовой (обн. 420). Пиритовые выделения в виде кокард имеют размер в медный пятачек и крупнее.

Поисковые работы такого пирита аналогичны указанным для поисков золота и халькопирита (см. выше). Район—побережье Мурмана и другие.

---

[1] Оба эти мои указания, сделанные мною сначала в 1928 г. (II, *60* стр. 23 и 24) и затем в этом очерке полезных ископаемых, переданном в Ленинградский Г. Р. Трест и поисковым партиям еще до начала поисковых работ, вскоре после этого вполне оправдались открытием летом 1932 г. моими учениками Н. С. Зонтовым и Д. В. Шифриным крупнейших месторождений магнитного железняка именно в этом, называемом теперь Заимандровском районе.

II. Фальбанды в амфиболитах

1) Небольших размеров пиритизация амфиболитов встречена была на мысе Никитином на восточном берегу Кольского ф. (обн. 273).

2) Новыми работами и искусственными вскрытиями магнетитовых сланцев на Кольском ф. обнаружена и здесь некоторая пиритизация пород.

3) На р. Туломе у порога Калепуха, на левом берегу обнаружена пиритизация амфиболовых сланцев, хорошо заметная и сопровождающаяся выделениями молибденита (см. о молибдените). Возможно, что появление здесь сульфидов связано с эманациями из микроклиновых гранитов, развитых несколько севернее.

Опробование образца на содержание Au и Ag, произведенное аналитиком К. И. Аргентовым, дало отрицательные результаты (обр. № 1985).

4) На р. Лоте близ порога Беличьего был встречен валун амфиболита также пиритизированного.

Подобного рода находки дают указание на возникающую пиритизацию приконтактактовых и включенных пород в связи с интрузиями олигоклазовых (1 и 2) и микроклиновых гранитов (3).

Поэтому будущий исследователь должен обращать внимание на пояса приконтактовых пород, производя здесь поиски явлений пиритизации, которые хорошо распознаются по образованию ржавых пятен и полос на поверхности породы. Особенно это указание надо отнести к поисковым работам магнетитовых сланцев в северной полосе слюдяных гнейсов, как расположенной вдоль контакта с огромным массивом олигоклазовых гранитов.

III. Пиритизация сланцевых пород на т. Кучин

При исследовании т. Кучин была встречена пиритизация в двух местах:

1) У восточного подножия тундры обнажающийся актинолитовый сланец был покрыт ржавчиной, причем при раскалывании образцов обнаружены были в нем мелкие зерна пирита (обн. 731). Пиритизация незначительная (обр. № 1354).

2) На IV вершине т. Кучин обнаружены были выходы амфиболовых сланцев, также содержащих редкие мелкие зерна пирита (обн. 738, обр. № 1489).

В первом случае актинолитовый сланец, может быть, произошел за счет основной породы типа пироксенита.

Во втором случае порода несомненно произошла за счет осадочного или туфогенного материала.

Эти находки, не имеющие практического значения, интересны как указания на возможность появления более крупных скоплений

сульфидов в комплексе т. Кучин, о чем уже указано было в разделе о никелевых рудах и о халькопирите.

8. ПИРРОТИН

1) Пирротин, видимый на-глаз, мною был обнаружен в сланцеватых амфиболитах т. Вымь (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 24) на северном склоне в небольшой трещине. Это неширокий пояс (по ржавой поверхности меньше 1 м), импрегнированный пирротином по тонким трещинам (обн. 844). С чем связано здесь образование пирротина—сказать очень трудно.

2) В перидотитах: [дайка с т. Толпьвыд I (обн. 754) и в изолированном выходе на северном склоне т. Подвыд (обн. 917, 918)] микроскопически обнаруживается пирротин. Образцы сильно магнитны, и месторождения вызывают магнитные аномалии (см. Полканов, II, *59*)

3) На р. Коле у горы Соловараки был обнаружен валун габбро с пирротином. Высказанное в 1927 г. предположение о приносе этого валуна из массивов габбро центральной Лапландии теперь оправдалось находками коренных месторождений пирротина на Монче и Волчьей тундрах (см. Полканов II, *60*, стр. 24).

4) В 1932 г. студентом М. Мирошниченко были показаны мне породы из открытого им месторождения пирротина в Кандалакшской губе. Породы эти оказались гиперстеновыми габбро-норитами, тождественными с основными дифференциатами выше указанных гиперстеновых диоритов, что служит указанием на возможность месторождений пирротина в районах развития этого комплекса пород (при исследовании мне с таковыми не пришлось встретиться).

5) Вскрытия магнетитовых сланцев, произведенные в 1932 г., в районе Кольского фиорда также показали присутствие пирротина в этих рудных пластах.

Находки 4 и 5 очень интересны, и очень желательно при поисковых работах на железные руды обоих типов производить попутно и поиски сульфидов и, в частности, пирротина, что практически вполне осуществимо.

Трудно оценить, имеет ли какое-либо значение, как указание для поисков, находка 1 на т. Вымь. Во всяком случае, при последующих детальных работах в этом районе вопросы эти должны быть освещены (обнаженность здесь исключительно плохая и нужна магнитометрия).

В связи с магнитностью перидотитов возможно, что и аномалия на т. Попова могла быть вызвана интрузиями этих пород (см. Полканов, II, *59*).

9. ТИТАНОВОЕ СЫРЬЕ

Описанные выше основные породы, массива габбро-менитов, обогащенные титаномагнетитом, могли бы быть сырьем для получения титана (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 25).

10. БАРИТ

Кроме выше отмеченных находок барита в жилах с пиритом и халькопиритом (см. пирит, золото, халькопирит), была обнаружена один раз жилка чистого барита 10—15 см мощности на южном берегу губы Кутовой (обн. 422). Кроме того, барит встречался вместе с кальцитом, цементирующим зоны дробления, и в других местах побережья губы Кутовой (см. Полканов, II, *60*, стр. 26).

Поисковые признаки те же, что и для других минералов жильной формации. Район—побережье Мурмана.

11. ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ

Фиолетовый плавиковый шпат был мною встречен только один раз вкрапленным в виде мелких зерен в пегматит щелочного гранита на т. Гремяха.

Б. А. Поповым указывалось на плавиковый шпат в щелочных породах с т. Чагвеуайв, как обнаруживаемый им под микроскопом.

Очевидно, интрузии щелочных пород этих тундр сопровождались образованием плавикового шпата, что указывает на возможность скоплений этого минерала где-либо в контактовой зоне.

12. САМОСАДОЧНАЯ СОЛЬ

Мною трижды обнаруживалась самосадочная соль на скалистом побережьи Северного Ледовитого океана в зоне прибоя и выше горизонта высоких вод. Эти находки, конечно, не имеют практического значения, но дают указание на интенсивность испарения морской воды, которое, может быть, в соответственные сезоны года и при соответственных технических условиях могло бы быть использовано для добычи соли (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 26, II, *58*).

13. АСБЕСТ

Асбест был встречен мною только один раз в виде жилок в 2 см толщины, пересекающих выход серпентинизированного перидотита на северном склоне т. Подвыд (обн. 917, 918) (см. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 27).

14. ПОЛЕВОЙ ШПАТ И СЛЮДА

(См. Полканов, II, *53*, стр. 28 и главу IX „О микроклиновых гранитах").

Комплексы более древних пород чем микроклиновые граниты являются в то же время полями развития в них пегматитовых жил почти повсюду. Но особенного изобилия жилы пегматита достигают в районах развития гранатовых и слюдяных гнейсов. Несомненно, будущие детальные исследования на площади развития гранатовых и слюдяных гнейсов наметят поля максимального развития в них пегма-

титовых жил, маршрутными же работами трудно было их выделить. Исключение, может быть, представляет один район — это почти вся северная полоса развития комплекса слюдяных гнейсов, где при каждом почти пересечении наблюдались многочисленные жилы пегматита. Жилы пегматита в большинстве являются пластовыми, но часто встречаются и секущие. Мощность колеблется от малой и до измеряющихся многими десятками метров, как, например, жилы на восточном склоне т. Мишуковой на Кольском фиорде. Протяжение жил по простиранию прослеживать не приходилось.

Обычно это жилы пегматитового гранита с грубозернистой структурой, но иногда наблюдались и жилы, которые можно назвать полевошпатовыми с индивидами полевого шпата больше чем 10 × 10 см, как, например,—выход жилы на южном склоне Ахмапахта на р. Уре, на р. Выдра на Ю от т. Мишукова, на вараках правого берега р. Туломы у Сухого порога, на вараке Лукинской на р. Лоте.

Полевой шпат пегматитов почти всегда принадлежит микроклину, но изредка наблюдался и ортоклаз в жилах, залегающих в гранатовых гнейсах. Микропертитовый полевой шпат встречался, главным образом, в пегматитах, секущих гиперстеновые диориты.

Плагиоклаз—принадлежащий олигоклазу или олигоклаз-альбиту, развит в жилах, обычно в подчиненном количестве. Состав колеблется от 1% An и до 28% An, но встречаются пегматитовые жилы, почти исключительно состоящие из плагиоклаза, а в других случаях из андезина.

Последние являются пегматитами пород комплекса гиперстеновых диоритов, первые же или связаны соответственно с олигоклазовыми гранитами (кварцевыми диоритами), или же являются видоизменением пегматитов микроклиновых гранитов (см. главу VIII „О микроклиновых гранитах“).

Пегматиты обычно бедны минералами, но во многих случаях были в них встречены и выделения мусковита. Сюда надо отнести следующие места:

1) Тундра у Пинагорьего мыса на правом берегу Кольского ф.
2) Т. Мишукова на левом берегу Кольского ф.
3) Окрестности колонии Титовки на правом берегу р. Китовки.
4) Варака Калепуха на правом берегу р. Туломы.
5) Мыс Шар-наволок на Кольском ф.—левый берег.
6) Мыс Никитин на левом берегу Кольского ф.
7) Т. Ниткуайв на восток от ст. Пулозеро в кварцево-полевошпатовой жиле, мощностью 8 м и протяжением до 50 м. Мусковит развит здесь в друзах, имевших в поперечнике до 12 см.
8) Т. Слюданюнь—лопарем З. Яковлевым показана была маленькая закопушка, в которой лопари топорами добывали слюду.

Всюду в перечисленных случаях мусковит не достигал особенно крупных размеров—до 5 × 5 см.

Можно предполагать, что поисковые работы на столь обширной территории могут привести и к благоприятным результатам. В первую очередь, мне кажется, попутно с поисковыми работами на железные руды желательно было бы осветить вопрос о месторождениях полевого шпата и слюды на территории развития слюдяных гнейсов и комплекса гиперстеновых диоритов.

15. ГРАНАТ

Гранат является обычным породообразующим минералом комплекса гранатовых гнейсов. Иногда в этих породах гранат образует отдельные зерна и сростки исключительно крупных размеров, до 5—даже до 10 см в диаметре, переполняющих гнейс. Такие скопления возможно, что иногда могут быть и практически ценными. К таким местам надо отнести 1) т. Панькову на левом берегу р. Туломы у Мурмаша, 2) т. Калепуху на левом берегу р. Туломы неподалеку от порога Калепуха, 3) хребет Домашняя-Грудин, расположенный между рр. Тулома и Кола в направлении с СЗ на ЮВ на протяжении 15 км, 4) т. Тариги на СЗ от т. Калепуха в 10—12 км, 5) варака Собачья у ст. Пулозера, 6) т. Недкапрынч и Пулвыд в 12 км на В от ст. Тайбола.

Другой тип месторождений граната связан с породами комплекса гиперстеновых гнейсов. Здесь скопления граната с кварцем иногда дают почти сплошные массы, несомненно могущие представить практический интерес. Образование этих гранатовых пород связано, вероятно, с метасоматическим изменением гиперстеновых гнейсов. Наблюдались такие породы в следующих немногих местах: 1) на т. Мелкяурпахк близ р. Кицы (обн. 1834); 2) т. Нитянапакынч (обн. 1853) и в других местах этой тундры; 3) т. Волшпахк, северный склон вместе с магнетитовыми сланцами (обн. 1894).

Детальные исследования несомненно установят и другие районы, богатые гранатом. Поиски граната в гранатовых гнейсах желательно совместить с поисками пегматитов, а граната—в гиперстеновых диоритах, вместе с поисками на железные руды.

16. КИАНИТ И СИЛЛИМАНИТ

(См. А. А. Полканов, II, *60*, стр. 27)

Кианит и в особенности силлиманит широко распространены как породообразующие минералы в породах комплекса гранатовых гнейсов. Однако в некоторых случаях минералы эти достигают очень крупных размеров и образуют скопления, сильно переполняющие породу. Весьма возможно, что полосы развития таких пород иногда могут иметь отдельные участки, достигающие практической ценности.

Для кианита можно указать на следующие места, имеющие интерес с этой точки зрения: 1) порог Калепуха, левый берег, выход кианитовых гнейсов у порога (обн. 1028); 2) т. Керц на правом берегу Туломы у порога Калепуха; на южном склоне тундры встречены обнажения кианитовых гнейсов с очень крупными кристаллами (обн. 1048). Оба эти месторождения (1, 2) принадлежат к одной полосе кианитовых гнейсов; 3) р. Тулома, правый берег, порог Кривец на Калливараке— обнажение кианитовых гнейсов (обн. 1061); 4) т. Пак в окрестностях порога Кривец; на южном склоне тундры встречены обнажения кианито-ставролитовых гнейсов (обн. 903). Месторождения 3 и 5 несомненно относятся к одной и той же полосе развития кианитовых гнейсов.

Для кианита и силлиманита:

Хребет Чуотзыш вараки, тянущийся с ЮВ на СЗ и рассекаемый южной частью Ното-озера, сложен в значительной степени кианитовыми гнейсами, местами почти нацело перешедшими в силлиманитовые. Обнажения на Ното-озере — Олльярньярка и Цолнвараки (обн. 1114, 1115), Лукерьиной пахты ньярк (обн. 1116), Рыпсис ньярк и Рыпсис вараки (обн. 1117, 1118) и на Чуотзышвараке (обн. 1120, 1121) сложены силлиманитовыми гнейсами и обн. 1121 частью кианитовыми гнейсами.

Силлиманит в этих гнейсах, повидимому, возник за счет кианита и так же, как и последний, развит в крупных индивидах, переполняя породу.

Силлиманит очень распространен в гранатовых гнейсах, образуя в нем тонкие пряди, но, может быть, поисковые работы обнаружат кое-где и крупные его скопления. В этом отношении, например, представляет интерес хребет Домашняя Грудин, где выше уже указывалось на развитие граната и где силлиманит также встречен в довольно крупных индивидах (между рр. Туломой и Колой).

Очевидно, поисковые работы на гранат, пегматит, слюду, молибденит можно комбинировать с поисками на кианит и силлиманит, пока работа совершается в пределах развития комплекса гранатовых гнейсов.

17. РАКУШЕЧНИКИ

В виду очень большой редкости месторождений известняка на Кольском п-ве, может быть, некоторый практический интерес могут представить, как сырьевой продукт, скопления ракушечника, оставленные во многих местах более высоко стоявшим морем послеледникового времени. Часть этого материала может быть использована в качестве агрономических руд, столь нужных при колонизации края (см. А. А. Полканов, II, *53*, *60*, стр. 29). Сюда можно причислить следующие места:

1) Западный Мурман. Порт-Владимира на о-ве Еретик и на о-ве Шалим, у б. фактории обнажаются значительные скопления ракушечника.

2) Кольский ф. Третий двор, на западном берегу скопления ракушечника на террасе, где стоял дом колониста, и на скалистой возвышенности между Третьим и Вторым дворами.

3) Окрестности с. Полярное (б. Александровск). На юг от города на террасе высотой 30—32 м скопления почти чистого ракушечника, достигающие мощности больше 1 м. От этой террасы, спускаясь в губу Девичья пожня и Кислая, можно также наблюдать в размывах ручья скопления ракушечника. Это месторождение несомненно имеет значительный интерес.

4) Губа Средняя, восточный берег южнее колонии, в низких террасах наблюдается слой скопления ракушечника.

5) Р. Тулома, левый берег несколько выше порога Мурмаш, в обнажении нижней террасы скопления почти чистой ракушки достигают мощности более 1 м. Площадь этой террасы значительна, и, может быть, месторождение представляет также интерес.

6) Р. Тулома—небольшие скопления наблюдались у порога Юркин, левый берег (в трех местах) и у порога Кривец в двух местах левого берега.

7) Между Падуном на р. Туломе и Ното-озером высокая терраса перекрыта толстым слоем битой и полуразложенной ракушки, смешанной с песчано-глинистым материалом. По указанию агронома Кузьмина, мощность слоя достигает 1 м. Распространение очень широкое, но требует опробования. Ракушечник такой же обнаружен был мною в районе Смоляной вараки (близ Парус Наволока) на более низкой террасе (близ р. Туломы).

Систематические опросы местных жителей несомненно дадут много новых указаний на месторождения ракушки как по побережью Кольского ф., так и в особенности Мурмана.

18. КАМЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

После сделанной Б. М. Куплетским сводки о строительных материалах Кольского п-ва в настоящее время районы распространения строительного камня могут быть значительно расширены (II, *52* и II, *60*). Прилагаемая к работе геологическая карта, она же и литологическая, указывает на районы распространения различных пород. Укажем на главнейшие из них, имеющие более актуальное значение.

1) Олигоклазовые граниты

Это серые, большей частью гнейсовидные, но иногда и массивные, среднезернистые и, реже, крупнозернистые породы. Несомненно материал обладает высокими техническими качествами и при слабой выветренности и иногда при почти полном отсутствии темных минералов представляет большой интерес. Состав минералогический:

олигоклаз, немного микроклина, кварц и немного слюды и иногда амфибола.

Породы эти относятся к комплексу олигоклазовых гранитов и частью гиперстеновых диоритов и развиты в полях их распространения. Широким развитием эти породы обладают на побережьи Кольского фиорда севернее д. Белокаменной и на всем почти побережьи западного Мурмана и его фиордов (см. геологическую карту).

Другие районы развития таких пород и связанных с ними светлых разностей гиперстеновых гнейсо-диоритов пересекаются железнодорожной линией, в особенности на пространстве между ст. Лопарской и Пулозером (см. карту). Более богатые темноцветными минералами разности гиперстеновых диоритов при наличии легко разрушающегося гиперстена, вероятно, будут являться менее ценным строительным материалом.

2) Микроклиновые граниты

В отличие от предыдущих содержат преобладающий микроклин и обладают розовым и красным цветами. Можно различать разности среднезернистые, часто с гнейсовым сложением, и разности порфировидные.

Разности среднезернистые и иногда крупнозернистые развиты в северной части Кольского ф. на правом берегу, ф. Ара—северная часть, у о-вов Вичаны, в ф. Малая Зап. Лица и в губе Кутовой близ Рыбачьего п-ва. Вероятно, некоторые разности могут являться ценным строительным материалом.

Порфировидные ара-граниты, частью флюидальные и красивые своей ярко красной окраской, вероятно пригодные в качестве красивого облицовочного материала, развиты в южной части ф. Ара. Полоса их тянется на юг, и на Поррьяс-озере граниты переходят в разности нежно-розового цвета, также порфировидные и флюидальные (поррьяс граниты).

3) Диабазы

Эти породы в виде многочисленных даек очень изобильны в районе Кольского фиорда. Некоторые дайки имеют мощность до 60 м и протяжение на многие километры и заключают в себе среднезернистую породу, большей частью кварцевого и уралитизированного диабаза, разбивающегося хорошо по трещинам отдельности. Многие из этих месторождений, несомненно, могут представить интерес для изготовления брусчатки. Укажем на наиболее мощные дайки в районе Кольского ф.

1) Палагубский мыс у маяка. Дайка, мощностью до 45—50 м, тянется на ЮЗ 4–5 км (и далее).

2) Устье Б. Волоковой, южный берег. Дайка диабаза около 50—60 м мощности.

3) Губа Тюва, устье, северный берег. Дайка диабаза 30—40 м тянется на СВ 2—3 км.

4) Мыс Лас—дайка диабаза, около 30 м мощностью, тянется отсюда до деревни Платоновки 3—4 км.

5) Эта же дайка и другая же, мощная, обнажаются на берегу Кольского ф. южнее д. Платоновки до губы Ретинской.

6) Мохнаткина пахта—в обрыве пахты обнажается дайка диабаза мощностью не менее 25—30 м.

19. ГЛИНЫ

Помимо уже известных и частью эксплоатируемых месторождений глины 1) на р. Лавна, 2) у г. Мурманска, 3) на ручье Фадеевском и 4) у Шонгуя, можно сделать следующие указания, которые могли бы являться полезными при поисковых работах на глины.

Если судить по разрезу четвертичных отложений у кирпичного завода на ст. Шонгуй, то глины, имеющие здесь слоистую текстуру, слагают тут нижнюю часть толщи высокой террасы, прикрываясь слоистыми—ленточными песками. Высшая отметка этой террасы, где она примыкает к скалистому основанию, 84 м, а волноприбойная линия лежит на высоте 91 м (определено анероидом). Это позволяет думать, что разрез этой террасы относится к отложениям высшего стояния позднеледникового иольдиевого моря. Отложения более низких аккумуляционных террас всех посещенных мною речных долин сложены обычно иловатыми слоистыми песками—суглинками или даже песками. Но в некоторых случаях наблюдалось что и более низкие террасы слагаются глинами, имеющими слоистое строение. Такой пример мы имеем у Шонгуя, где более низкая терраса—5-я (наиболее высокая 6-я), имеющая высоту волноприбойной линии 46—47 м над у. м. (анероид), сложена теми же слоистыми глинами (!).

Другой такой пример наблюдался на р. Туломе у порога Шовна, где низкая терраса сложена морскими слоистыми глинами с *Ioldia arctica*. В обоих этих случаях, несомненно, низкие террасы являются скульптурными формами в отложениях древней морской трансгрессии, т. е. глины в них также более древнего возраста.

Маршрутный характер моих наблюдений не позволяет утверждать, что таковой генезис лучших глин является обязательным правилом, но можно предполагать, что таковое толкование, вероятно, применимо для значительного числа месторождений на рр. Коле, Туломе, Зап. Лице и, может быть, южной части Кольского ф.

На основании этого можно сделать следующие предположения.

Долина р. Колы. Южнее ст. Шонгуй ожидать месторождений глины трудно. Здесь развиты валунно-песчаная аккумуляция ледника и его потоков и аккумуляция песков. Это район для поисков песков, гальки, балласта и т. д.

Глину можно ожидать от Шонгуя ниже по реке до Кольского фиорда в основании аккумулятивных отложений высоких террас или в разрезах более низких скульптурных террас, врезанных в отложениях иольдиевого моря. Такие остатки—террасы, сложенные глиной, наблюдались на правом берегу Колы против Шонгуя; можно их ожидать по долине р. Шонгуя и р. Кенчозеро и на других притоках. Но вообще долина р. Колы вряд ли даст много материала, так как она узкая, и, помимо того, на этом протяжении от Шонгуя и до города Колы здесь еще развиты отложения ледниковой аккумуляции (например гора Соловарока и т. д.).

Долина р. Туломы. Мне кажется, и здесь это правило применимо и может быть использовано при поисках по всей р. Туломе вплоть до Падуна.

Обнажений высоких террас здесь почти не наблюдается у берега реки, и, пожалуй, единственным местом, где иольдиевая глина обнажается на левом берегу реки, является порог Шовна. Но зато, начиная от Мурмаша вверх по реке и в особенности выше Кривца, депрессия р. Туломы является чрезвычайно широкой и выполненной множеством террас различной высоты и возраста. Если строение этих террас таково же, как и на р. Коле, то очевидно, что на высоких аккумулятивных террасах отложения глин будут погребены глубоко под песками и доступны только в их обрезах к низким террасам, и наиболее выгодными для поисков будут являться более низкие скульптурные террасы, в разрезах которых или прямо на их поверхности (или близ ее) должна располагаться глина. Такой пример мы имеем для района порога Шовны и также вверх по р. Шовне.

В поисках такого рода может оказать большую услугу почвенно-ботаническая карта долины р. Туломы, составленная по работам почвоведа Кузьмина (II, *65*, стр. 96). Повидимому, поисковым признаком могла бы быть заболоченность террас с глинистым основанием, которые схематически выделены на карте Кузьмина. Правило это, конечно, неприменимо, когда низкие террасы являются врезанными в отложения ледниковой аккумуляции. Второе место, где пришлось наблюдать выходящую песчанистую глину, это левый берег реки у порога Юркин.

Первоначально геоморфологический подход, затем осмотр естественных разрезов по пересекающим террасовые отложения боковым притокам, а затем, наконец, бурение и шурфовка заболоченных террас (или, может быть, и высоких террас), вероятно, могут дать благоприятные результаты в этом районе. В дополнение упомянут о заболоченных террасах на рр. Кротовой, Керц, Ольховой, Пак, Гремяхе, Коже, Улите, Шовне и Русском ручье.

Реки Зап. Лица, Ура и Китовка

Возможно, что работы подобного рода в нижнем течении этих рек тоже могли бы дать некоторые результаты.

ДОПОЛНЕНИЕ

20. МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ НА Т. ПОПОВА

Следует еще раз здесь напомнить об этой аномалии, описанной мною ранее подробно (II, *59*). В работе этой были перечислены и возможные причины аномалии—оруденение (магнетит или пирротин) или интрузия перидотитов.

21. ГОРШЕЧНЫЙ КАМЕНЬ

Описанное в главе VII изменение перидотитов из месторождений на северных склонах тундр Кеулик и Подвыд приводит к образованию пород, очень близких к горшечному камню. Поэтому при детальных исследованиях комплекса сланцеватых амфиболитов т. Вымь-Кеулик необходимо изучение измененных перидотитов и с этой стороны.

GEOLOGICAL AND PETROLOGICAL OUTLINES OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE KOLA PENINSULA

by A. A. Polkanov

SUMMARY

A trustworthy geological history of the Kola Peninsula is not written and probably shall not be written soon!

Yet attempts to perform such a task were made to begin from 1897—1899 by the most eminent authority of the north, as by W. Ramsay, and 25 years later by A. Fersmann, N. Kassin and A. Polkanov,

Recent route-surveyings by A. Polkanov during the last years (1923—1927) brought not only considerable contributions, but also have made important alterations in the primary scheme of the stratigraphy (1923) of this country.

However, these contributions and alterations are not the last ones, because at the present time it is not possible to give any indisputable conclusions or to make any definite statements on the problems of geology and petrology. An authentic geological history of the Kola Peninsula will not be written for long!

In the following short review of the results of the authors studies, such controversary solutions of geological questions are mostly omitted, but the reader may not think that they do not exist, and he will find them in respective chapters, treating the details of the same problems.

In the accompanying scheme the most important and valuable is the reciprocal stratigraphic position of the studied formations. An attempt of correlation with the stratigraphy of the Pre-Cambrian of Finland encountered great difficulties. These difficulties are well known to the explorers of the adjacent territory of Finland (H. Hausen).

Moreover, the stratigraphy itself of the Pre-Cambrian of Finland, during the last time suffered important alteration (compare J. Sederholm, P. Eskola, E. Rimann, W. Ramsay-P. Eskola, F. Wolff, E. Hennig).

To begin from the most ancient formations, the author gives such a scheme of stratigraphy for the explored part of the Kola Peninsula:

I. Lower group of Pre-Cambrian—Archaean.

1) Most ancient formations of the Archaean—Svionian.

a) represented by a complex of garnet and micaceous gneisses, the subordinate amphibolite and amphibole-gneisses. No formation underlaying this series is known. One may suppose, that primarily these were mostly clayey (sillimanite-garnet gneisses) or sandy-clayey sediments (micaceous schists) with subordinate carbonate rocks (a part of amphibolites and of amphibole schists), perhaps effusive acide (a part of micaceous and garnet gneisses), or basic rocks (a part of ortho-amphibolites and amphibole gneisses), or their tuffs.

This is the first cycle of sedimentation we know on the Kola Peninsula.

As a characteristic feature of the processes of this epoch is to be considered the formation of sedimentary products, rich in alumina.

b) The first epoch of diastrophism, which after the name of the first people, which has populated the Kola Peninsula, the writer proposes to call Saamian-epoch (Saam—Laplander). In this epoch have aroused the primary folded chains—Saamids, of north-western, and partly of latitudinal and meridional trend.

The orogenic movement was directed from SW to NE and resulted in a formation of isoclinal folds, partly overturned to the NE, and probably of overthrusts and was accompanied by intrusions.

The intrusions arise syntectonically to the folding, forming areal-plutones, anticlinal-batholiths and intrusive sills, beginning by the formation of the complex of gabbro-amphibolites, then of the complex of hypersthen gneiss-diorites and finally of the complex of oligoclase gneiss-granites.

Oldest intrusions occur in the southern part of the investigated region, younger--consequently occupy a more northern position, forming bands stretched along the strike of the country rocks.

The syntectonism of intrusions with folding, as well as the concordant (or accordant) distribution of magmatic bodies among the construction of the Saamids resulted in the formation of a gneiss facies of rocks, with parallel striated texture (movements of magmas during the crystallisation, and stress).

During the evolution period of each intrusive body arise rocks beginning as basic and ending as acidic.

Thus, in the complex of gabbro-amphibolites is observed an evolution from pyroxenite through gabbro-norite and gabbro-diorite to diorite-aplites (the gneiss facies).

In the complex of hypersthen-diorites is observed an evolution from peridotites through norites to rocks of trondjemite composition and silexites in one stem, and to monzonite and charnokite-rocks in the other one (?).

Finally, in the oligoclase-granite complex is observed an evolution from gabbro (?) to oligoclase quartz-diorites, grano-diorites, and normal granites.

In all these rock series the processes of autometamorphism are widely developed, effecting the formation of the amphibolite facies of rocks, and that of the automigmatites (synonym for the differentiation migmatites of P. Eskola).

Influenced by dynamo-metamorphism (and autometamorphism) minor intrusions and peripheric parts of large intrusive bodies change in true gneisses, however remaining in the inner or central part ones as primary gneisses.

The folding in the garnet-gneiss series produces fissures; some of them are filled with gabbro-amphibolites dykes. A part of these dykes show their disposition in the quadrants of extension (H. Cloos), witnessing of the former pressure in the SW—NE direction.

Acide differenciates of the intrusions inject micaceous and garnet (gneisses, forming migmatites.

The metamorphism of this epoch has formed the complex of garnet partly) and micaceous-gneisses.

Of the intrusions only those of gabbro-amphibolites are not authentically connected with large deposits of useful minerals.

Intrusions of hypersthen gneiss-diorite complex and of oligoclase gneiss-granites are accompanied by pegmatites, the last containing molybdenite.

Intrusions of the hypersthen gneiss-diorite complex, and probably the oligoclase gneiss-granites are followed by the formation of metasomatic deposits of magnetite. However part of magnetite quartzites are of purely sedimentary metamorphic origin.

Besides this, by analogy to the pyrrotite deposits of Porya Guba, Kandalakscha Gulf, connected with similar gabbro-norites, one may expect here too occurences oi pyrrotite-deposits associated with the hypersthen-diorite intrusions.

c) First (authentic) denudation and formation of the Pre-Bottnian abrasion surface (Norway).

2) Younger formations of Archaean—Bottnian.

a) developped in the adjacent part of Norway—Sydvaranger, and on the explored territory of the USSR — tundras Tolpvyd I, Tolpvyd II—Keulik (provisionally).

The sedimentary facies of these formations is represented (in Norway) by basal conglomerates (with erratic blocks of Svionian granites), quartzites, micaceous gneisses, iron ores (Kirkenesse) and leptites (P. Geijer).

On the territory of the USSR is developed a series of amphibolites, probably of the same age (?) and originating from the basic effusives.

This is the second cycle of sedimentation we know, accompanied by enormous accumulations of iron ores and mighty effusions of basic lavas (?).

b) Second epoch of diastrophism—Sveko-Fennian having created the folded mountain chains, called Sveko-Fennids in Finland. On the explored territory the Sveko-Fennids have partly NNW strike, partly a strike approaching to east-western.

The folding of this epoch, being associated with syntectonic intrusions of microcline granites, embrasses also the Svionian formations (Saamid chains) and causes dislocations in Saamian intrusions, along which the granite magma penetrates once more. The movement during the folding was directed from W to E in the first chains and from S to N in the second ones.

Syntectonically to the folding are producing with a formation of areal-plutones or „Grenz-plutones" of microcline granites with a well developed gneiss-granitic facies of rocks among them.

Here too, is probably to be referred the formation of granulite-like rocks of the Noto-lake region and of a part of numerous dykes of gabbro-amphibolites intersecting the garnet gneisses.

Later are new huge intrusions, forming areal-plutones, probably situated partly along the boundary of the formations, partly along the break („Bruch-plutone"), effecting the formation of porphyry-granite facies of rocks, with an expressed fluidal texture.

The largest intrusions of granite are situated in the western part of the investigated area, but the districts of development of pegmatite veins, minor intrusions, and finally, injections of granite in micaceous and garnet gneisses are distributed widely and result in the formation of migmatites.

Metamorphic processes of this epoch resulted in the formation of schistose amphibolites (the amphibolite facies) on the account of basic effusive rocks and garnet gneisses on account of svionian sedimentary rocks.

During the Bottnian epoch was proceeding the formation of huge sedimentary iron-ore deposits (type — Norway-Kirkenesse), and in the metamorphous effusives are met traces of sulphide—pyrrotite.

Intrusions of granit are accompanied by formation of pegmatite veins with muscovite, magnetite and sometimes with molybdenite and topaz.

Along the contacts with granites was observed formation of sulphids-pyrite and molybdenite.

c) Denudation and formation of the Pre-Proterozoic abrasion surface.

II. Middle group of the Pre-Cambrian—the Proterozoic or Karelian formation.

a) Developed in the region of the mountain-tundra group Pechenga—Kuchin, of which the last is situated on the territory of the USSR.

The sedimentary facies is represented in Finland (tundra Pechenga) by conglomerates, arkoses, argillaceous slates, dolomites and tuffites, and at the Kuchin Tundra are detected calcareous quartzites (of insignificant thickness). Here by is well developed an effusive series of enormous

thickness (10—15 km in Finland)—diabase, mandelstein, pillow lavas (agglomerates, tuffs and andesites in Finland).

b) Third epoch of diastrophism—Karelian, during which were built up the folded chains of the Karelids, having NW strike (within the limits of the USSR). Tectonic movements were directed from the south or from the south-west.

Contemporaneous to the dislocations, arise breaks of NE and NW direction, accompanied by intrusions of diabases (dykes) and transformation of basic magmatic rocks of the complex into schists and amphibolites.

Finally the same orogenic movements were followed by minor intrusions of peridotites, into the zone of phyllites. Probably synchroneous to these processes of breaks and faults of the graben-like within the Bottnian schistose amphibolites arise peridotite intrusions (I Tolpvyd Tundra, Keulik and Podvyd)), and, afterwards axinite veins of the Pechenga Tundra and pegmatites of Tolpvyd I Tundra, metamorphising the peridotites. Perhaps there are to be referred here too the discordant intrusions of porphyry granites, connected by the author with the Svekofennian diastrophism, as it is mentioned above.

Intrusions of peridotites in Finland are associated with sulphide mineralisation including pyrite, pyrrotite, pentlandite and chalkopyrite.

c) Long period of denudation of the Karelian formation.

III

Further we have in the geological history a lack of data, till the lower Silurian (?) for there are no deposits of the youngest group of the Pre-Cambrian—Jotnian, nor Cambrian, within the investigated territory.

The supposed distribution of the Jotnian is located due much south from the explored province (A. Laitakari).

The Cambrian is known in the northern part of Norway, but it is possible, that sedimentations of the Lower and Middle Cambrian covered the investigated province too (W. Ramsay—P. Eskola, O. Holtedahl). Perhaps to this interval is to be referred a part of intrusions of basic rocks.

IV. The Silurian

a) The sedimentary formations of the Varanger Peninsula in Norway, of the Rybachy Peninsula, and of the Kildin island, are referred to the Lower Silurian (O. Holtedahl, N. N. Yakovlev and P. V. Wittenburg).[1]

In the upper part of the sediments of Finnmarken dating probably of Middle Ordovician, are observed tillites, which are discovered also in the Rybachy Peninsula (C. Wegmann). Moreover in the series of Alten Fjord in Norway there are large masses of lavas and tuffs of basic rocks.

[1] Recently O. Holtedahl and J. Sederholm are again inclined to refer this formation to a more distant age, placing it between the Jotnian and the Cambrian (Hyperborean formation, after J. Sederholm).

b) The epoch of Kaledonian diastrophism at the limit of the Silurian and of the Devonian. Tectonic movements arise from NE to SW in Norway and from N and NE to S and SW within the northern part of Kola Peninsula. Overthrusting movements in Finnmarken and formation of folded zones and of overthrusting on the Rybachy Peninsula (the Kaledonids).

Kaledonian intrusions of basic rocks and trondjemite-series in Norway and formation of breaks of NE direction in Finnmarken and on the Rybachy Peninsula, with intrusions of diabase dykes along them.

Numerous breaks of NE and NW directions within the crystalline shield, effected by tangential pressure of the Kaledonian tectonical movements, followed by diabase intrusions. Formations of graben-like depressions bordered by breaks of the same directions.

Minute intrusions of diabases within the explored territory are not accompanied with any important ore-deposits. Here is to be probably referred a part of baryte-calcite vein formations of the Western Murman, with galena, sphalerite, chalkopyrite and pyrite. However, nothing certain is to be told on the age of these vein-formations.

c) Long period of denudation

V

a) There are no indisputable Devonian formations within the territory of the Kola Peninsula. Several Russian geologists till the present moment refer the red coloured sandstones of the southern part of the Kola Peninsula to the Devonian, though Fennian geologists have for long connected them with the Jotnian.

b) One may suppose, that the Hercynian epoch of diastrophism, taking part in the formation of the Timan-Kanin folded chain was accompanied on the Kola Peninsula by a series of minor and major dislocations.

Probably to the same period may be referred the intrusions of enormous masses of alkaline rocks (?).

For the present moment, within the Kola Peninsula are known from 15 to 20 deposits of alkaline rocks, besides the many hundreds of dykes of basic sub-alkaline rocks, associated with them. This is one of the largest alkaline-provinces of the earth.

However, strictly speaking, there are no direct indications on the contemporaneity of all these intrusions, and if one may unify all them in one synchroneous group, one may only attest, that the intrusions arose during the Post-Jotnian time, if the sedimentary formation of the Turya Peninsula presents really the Jotnian, and not a Devonian formation, as is supposed by Russian geologists.

There are no data at all concerning the probable upper limit of these formations.

If one considers the adjacent countries, one detects in Norway, near Oslo (1931), lavas of alkaline composition, covering sediment with

Permian flora. O. Holtedahl, owing to this fact, refers the intrusions of alkalinc rocks of the Oslo district to the Permian. On the othe hand, in the USSR, in the Cheshskaya Guba region, are discovered nepheline syenites, located within the belt of Hercynian diastrophism, in the Timan-Kanin zone.

Finally, the fact that all the alkaline intrusions of Fennoskandia lay on its periphery, being turned in the direction of the folded Kaledonid chain, and are almost absent in the central part of the zone (Finland and Karelia), suggests their connection with younger dislocations, than the Archaean or Karelian, which are built up in accordance with another type and have another direction, as it is mentioned above.

Geologically, between the intrusions of alkaline rocks is to be distinguished a group, disposed within the block of the crystalline shield—Archaean, and another group, situated apparently in the covering formations (Proterozoic).

The first group belongs to typical fissure intrusions, among which one can again distinguish fissures and dykes, filled up with rocks of normal magmatic structure—that are hundreds of dykes of basic sub-alkaline rocks, massifs of gabbro-alkaline syenites and nephelite-syenites of the Vyrmes Mountain, dykes of natrolith and nephelite syenite of Kharlovka river and of nephelite porphyry o the Kandalaksha and Chuna Tundra regions. These fissures are caused by pressure from N, or from NE, as it is shown by an examination of the attitude of the group of dykes of sub-alkaline rocks of the Kola Peninsula, made by the author in 1923.

In other cases the breaks are distributed not in the pressure direction and then the rocks intruding them present a gneiss-facies for instance the alkaline granites of Gremiakha Tundra, and partly the alkaline granite-syenites of Chagveuaivysh Tundra. The tectonic anatomy of these massifs also indicates a pressure, directed from NE.

All the intrusions of this type can be acknowledged as lower parts of the intrusive body, which joined the undercrustal intrusive masses with their upper parts, located in the covering formations, or, may be, with the effusions on the surface.

The second group of alkaline intrusions is situated already in the formation covering the crystalline shield and is to be divided into two sub-groups. The first sub-group represents also filling of fissures. Here is to be referred the group of dykes of Turya Peninsula, forcing through sandstones of the Jotnian age. It is not impossible, that some of these dykes had crossed the formation up the day surface.

Concerning the Khibine—Umptek and partly the Lovozero massifs till the present moment does not exist any general geological conception on these enormous bodies.

However, some features of the process of origin of this intrusive body can be deducted as out of the data of the investigations performed

by the first explorer W. Ramsay, as, partly, of the published materials of the expeditions of the Academy of Sciences and of the latest explorations of the institutions of the Geological and Prospecting Service of the Union.

These data permit to suppose that an important part of the Khibine-massif is situated within the covering formations of the sedimentary-volcanogenous facies of rocks of the Imandra-Varzuga, which is bordering the massif from west and south and descends under the intrusive masses as it is stated by W. Ramsay.

On the other hand, on the north, and apparently, on the east the alkaline rocks have an intrusive contact with the rocks of the crystalline shield, hypsometrically situated on the same, or even on a higher level than the sedimentary volcanogenous series.

It is quite evident, that within the territory of extension of the Khibine-massif has arosen a break, along which an enormous formation of sedimentary-volcanogenous rocks was subsided, and probably, along this break, which passes somewhere in the middle or in a more northern part of the massif, like along a channel, went up the intrusion of alkaline magma into the sedimentary series above, partly directed to the south and the south-west.

After the examination done by V. I. Vlodavets in 1928 we began to conceive correctly the inner anatomy of the Khibine-massif, which, as one could expect, is connate with the tectonics described above.

Thus, the shape and the inner construction of the Khibine-massif and evidently its composition are caused by its situation within the covering formations. The same is perhaps to be told of the Lovozero-massif.

On the construction of the enormous alkaline granite massifs of the eastern Lapland we do not know anything decisive till now (Keivy, etc.). One can only note their position within the covering formations the age of which is practically unknown (Paleozoic?), what is especially worth to mark(!). For all these bodies is typical an extension in the NW direction, what is probably due as well to the distribution of breaks, as to the inner tectonics of the formations developed above.

All this permits to express the following suggestions:

1) Dykes of alkaline and sub-alkaline rocks of NE and NNW strike are formed by breaks, arosen in connection with the tangential pressure from N and NE.

They are distributed in many places of the peninsula, but sometimes are met as masses, for instance—the Kola Fjord and the Turya Peninsula, tracing apparently the zones of dislocations or breaks.

2) Alkaline rock-massifs of important dimensions are situated along the breaks of NW and NNW direction, composing a bent zone or belt, and attributed to the axial part of the peninsula.

These breaks do not correspond to the direction of the pressure, and, apparently are rather similar to longitudinal shearing planes of the folded provinces. When such a conception is adopted, one may explain the origin of these breaks, conditioned by the same pressure from N and NE.

3) The same relations, grounded not only on reciprocal position, but also on elements of inner anatomy of the intrusive bodies, force to reject the suggestions of W. Brögger on the connection of our occurrences of alkaline rocks to the arcs, passing through Sweden and Norway.

4) The pressure, directed from N and NE could arise of the movements which created the Kaledonids, but it is doubtful, whether the last movements would extend far to the east. Besides, the evolution of the sub-crustal magma differentiation during this epoch only seldom resulted in the formation of alkaline rock massifs of minor dimension [aegirite syenites in the Norway complex of Jotunnorite (V. Goldschmidt), and perhaps alkaline veins of Seiland in Norway (Barth)].

It is more probable, that these dislocations are connected with a most younger—Hercynian revolution, having produced the Timan-Kanin mountain-chain, which, probably, continues further on the NW to Svalbard.

Thus, one can believe, that the subcrustal movements of magma of the Hercynian epoch (?) went here from NE and trained the earth-crust, producing tensions and breaks, the main belt or zone of which is situated along the axis of the Kola Peninsula.

The evolution of the subcrustal magmatic masses conditioned the following order of intrusions, estalished by the writer at the massif Gremiakha—Vyrmess:

1) Primarily intruded a magma, giving the complex of such rocks: pyroxenite-gabbro-anorthosite and äkerite-pulaskite-laurvikite, that is gabbro—alkaline syenite.

2) Then followed intrusions of nepheline syenites and alkaline granites.

The succession of these last intrusions was impossible to establish *in loco* and therefore the author adopted that order, which is known for the province of Oslo (Kristiania), that is—first nepheline syenites and secondly alkaline granites (W. Brögger).

The metallogenetic processes of this epoch and the formation of different useful minerals are well known from the numerous works performed by A. E. Fersmann.

In minor intrusions of sub-alkaline and alkaline rocks, studied by the author, was observed only an accumulation of titaniferous-magnetite (in pyroxenites), and were found molybdenite and fluorite (in alkaline granites). Here too may be referred the formation of baryte calcite veins of western Murman, mentioned above.

VI

Concerning the further geological history, till the Quaternary, there are almost no documents, which would reconstruct the geological annals. But undoubtly, this enormous interval cannot be characterised only as being distiuguished by denudation and abrasion phenomena. This is reinforced by numerous occurrences of erratic blocks of sedimentary rocks, as red and grey-coloured sandstones, detected by the author in the end-moraine of the Sredniaya-Guba on the Kola Fjord, and well known on the East-Murman shore, after the investigations of W. Ramsay, and met in the recent time in the central part of the Kola Peninsula.

To the same period are referred the beginning of the graben-like subsiding around the Kola Peninsula, the age of which is difficult to determine exactly, but one can guess, that they arose as well during the Post-Silurian (faults of the Kildin Island and of Rybachy Peninsula) as during the Post-Permian time (faults of the Kanin Peninsula) and perhaps till the very Tertiary. H. Hausen believes, that to the Tertiary belongs the above mentioned formation of calcite-baryte veins of the Western Murman.

The Quaternary was distinguished by secular vertical movements of the earth-crust around a centre being in the Northern Bottnia, but with a local focus of lifting recognised in the western part of the Rybachy Peninsula (V. Tanner). The slow lifting of the Kola Peninsula continues till now, and to the present day this territory is somewhat seismic (Renquist).

May 1932.
Leningrad.
Central Geological and
Prospecting Institute
USSR

I

СПИСОК КАРТОГРАФИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ИССЛЕДОВАННОГО РАЙОНА

1. Бухтеев А. Триангуляция Западного Мурмана. П., 1914.
2. Главн. Гидрогр. упр. Морск. штаба. Карта Мотовского залива. 1916—1920. 1 : 84 000.
3. Главн. Гидрогр. упр. Морск. штаба. Карта Сев. части Кольского залива. 1906—1909. 1 : 42 000.
4. Главн. Гидрогр. упр. Морск. штаба. Карта Южн. части Кольского залива. 1905—1906. 1 : 21 000.
5. Военно-топогр. упр. Район гор. Мурманска и Кольский ф., листы XVIIc, 35, 36, XVIIIc, 35, 36. 1921. 1 : 42 000.
6. Военно-топогр. упр. Съемки б. Мурманск. губ. Мурм. у., ряд XVI, лл. 34, 35, 36; ряд XVIIc, лл. 35 и 36. Район р. Туломы и Колы. 1921. 1 : 42 000.
7. Военно-топогр. упр. Съемки вдоль Мурм. жел. дор., лл. XLV—36 и XLIV—36. 1921 1 : 42 000.
8. Геол. Ком. Топ. Отд. Мурм. губ. Рыбачий п-в. 1927. 1 : 100 000.
9. „ „ „ „ Мурманск. у. R—36 I/99, 110—117; R 36 II/123—129, 140, 141. 1926 и 1927 годы. 1 : 100 000. Маршрутные ходы.
10. Hausen H. Quartergeologische Beobachtungen im nördlichen Teil d. Petsamo Gebietes. Fennia, 45, 1912. Karte 1 : 500 000.
11. Tanner V. Nautsjok—Karnijok—Luttojok—Nuortijärvi, Fennia, 33, 1913. 1 : 100 000 и 1 : 800 000.
12. Штаб Беломорск. военн. окр. Кольский п-в. 1920. 1 : 210 000.
13. Колонизац. отд. Мурм. жел. дор. Сводный план Ното-озерской лесной дачи. 1925. 1 : 150 000
14. Главный штаб. 10-верстная карта, лл. 35 и 36. 1921.
15. Рихтер Г. Д. Гипсометрическая карта Русской Лапландии. Сб. „Второй год колониз. работы Мурм. жел. дор. за 1924—1925 г.“ 1926. стр. 178.
16. — Обзор картографических материалов по Мурманскому округу. Л., 1929.
17. Военно-топогр. упр. Карта госуд. границы РСФСР и Финляндии. Северная часть 1 : 84 000. 1922.

II

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ ИССЛЕДОВАННОГО РАЙОНА

1. Литке. Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан. 1821—1824.
2. Böhtlingk W. Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland. 1. Reise v n St. Petersburg bis Kola. 2. Reise längs den Küsten des Eismeeres und Weissen Meeres. Bull. Scientif. publié par l'Acad. des Sciences. St. Pétersb., t. VII. №№ 8, 9, 12. 1840.
3. Middendorff A. Th. Bericht über einen Abstecher durch das Innere Lappland wärend der Sommer-Expedition im Jahre 1840. Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, XI, Bd. II, 1845, p. 139.

4. Миддендорф А. Несколько слов в пояснение начертаний пути от Колы до Кандалакши. Учен. зап. Акад. Наук I и III отд., т. II, вып. I, 1853, стр. 106.
5. Киль Д. Об исследованиях и разведках, произведенных летом 1872 г. на Мурманском берегу Ледовитого океана. Горн. журн., 1873, т. II, стр. 310—314.
6. Кудрявцев Н. Кольский полуостров. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XII, 1882 г.
7. — О поездке на Кольский полуостров. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XII, 1883 г. Прот. засед. Отд. геол. и минерал.
8. — Орографический характер Кольского полуострова. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XIV, 1883.
9. Буковецкий С. Месторождения свинцового блеска на берегу Варангер фиорда. Горн. журн., 1884, вып. II, стр. 320.
10. Rabot Ch. Explorations dans la Laponie Russe ou presque'île Kola. 1884—1885. Bull. Soc. Géogr. Paris, t. X, 1889.
11. Kihlmann A. und Palmen J. Die Expedition nach der Halbinsel Kola im Jahre 1897
12. Kihlmann. Bericht einer naturwissenschaftlichen Reise durch russisch Lappland im Jahre 1889. Fennia, 3, 1890.
13. Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, 3, 1890.
14. Фауссек В. Материалы к вопросу об отрицательном движении берега в Белом море и на Мурманском берегу. Зап. Русск. Геогр. общ,, т. 25, 1890.
15. Подгаецкий Л. И. Мурманский берег Северного Ледовитого океана и его рудные месторождения. Горн. журн., 1891, вып. I, стр. 88.
16. Rabot Ch. Exploration dans la Laponie Russe ou presqu'île Kola.
Velain Ch. Geologie des roches cristallophyliennes et éruptives. Bull. Soc. Géogr. Paris, t. XII, 1891.
17. Мельников М. П. Алмаз, его месторождения, разработка и промышленность. Горн. журн., 1891, т. III, стр. 527.
18. — О поездке на Мурман. Горн. журн., 1891, т. II, стр. 345.
19. — О поездке по р. Паз. Горн. журн., 1892, т. III, стр. 447.
20. — Материалы по геологии Кольского полуострова: Зап. Минер. общ., т. XXX, 1893.
21. Еремеев П. О кристаллах ортоклаза из гранита на Мурманском берегу. Зап. Минер. общ., т. XXX, 1893, стр. 463.
22. Мельников М. П. Петрографические заметки. Зап. Минер. общ., т. XXX, 1893, стр. 35—57.
23. Linden, John. Beiträge zur Kenntniss des westlichen Teiles des russischen Lapplands. Fennia, 9, 1894.
24. Feilden H. W. and prof. Bonney T. G. Notes on the Glacial Geology of Arctic Europe and its Islands. Part II, Arctic, Norway, Russian Lapland. Novaya Zemlja and Spitzbergen. With Appendix by prof. J. G. Bonney. Quart. Journ. of the Geol. Soc. L. II, 726. 1896.
25. Ramsay W. Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia, 15. 1897—1899.
26. — Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quarterzeit. Fennia, 16, 1898.
27. Попов Б. А. Об исследованиях над выходами гнейсо-гранитов в северной Лапландии. Зап. Минер. общ., т. XXXVII, 1900, стр. 28.
28. Попов Б. А. О закономерном сращении альбита с микроклином из авгитового гранита с подножия горы Чагвеуайв (Лапландия). Прот. СПб. Общ. естеств. 1901, № 3, стр. 54.
29. — Отчет о командировке в Русскую Лапландию в 1910 г. Зап. Мин.общ., т. XI, стр. 6.
30. — Сообщение об экспедиции 1901 г. на Кольский полуостров для исследования. простр нства между озерами Ното и Имандра. Зап. Минер. общ., т. XI, 1901, стр. 52.
31. Чернышев Ф. Н. О геологическом строении Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям Северной Европы. Зап. Минер. общ., т. XXXIX, 1901, стр. 29.

32. Tanner V. Studien öfwer kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till fragan om Ostfinnmarkens glaciation och nivoförändringar. Fennia, 23. 1906.
33. — II. Nya bidrag till frägan om Finnmarkens glaciation och nievoförändringar. Fennia, 24, 1907.
34. Rosberg J. F. Studien über Talbildungen im finnischen Lappland und dessen Umgebungen. I. Das Tal des Tulomjok. Fennia, 24, 1908.
35. Ramsay W. Über die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben u. die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises in nördlichen Russland. Fennia, 33, 1912.
36. Болдырев А. Петрография Восточного Мурмана Зап. Акад. Н. Физ.-мат. Отд. т. XXXI, № 8, 1913.
37. Полканов А. А. О жильных горных породах окрестностей г. Александровска на Кольском полуострове. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XLIV, вып. I, № 1, 1913.
38. — О контактовом взаимодействии диабаза и гнейсо-гранита из окрестностей Кольского фиорда. Тр. СПб. общ. естеств., т. XLIV, вып I, № 4—6, 1913.
39. Tanner V. Nautsjok—Karnijok—Luttojok—Nuortijärvi. Fennia, 33, 1913.
40. Конради С. Отчет о геологических исследованиях в районе Паз реки на Кольском полуострове. Отчет о деятельности Геол. ком. в 1912 г., стр. 120—125. 1913.
41. Tanner V. Studien öfwer kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och ofsmältning i finska Lappland och angräsande traktor, Bull. Comm. Géol. de Finl. № 38, 1915.
42. Полканов А. А. Предварительный отчет об исследованиях на Кольском полуострове в 1914 г. Тр. Петрогр. Общ естеств., т. XLVI, вып. I, № 7 - 8, 1915.
43. — О находке железных руд в Русской Лапландии. Тр. Петрогр. общ. естеств. т. XLVIII, вып. I, № 1—2. 1917.
44. — Годовой отчет Геол. ком. за 1917 г., стр. 127- 142.
45. — Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль Мурм. жел. дор. на участке от г. Мурманска и до ст. Оленья. Изв. Геол. ком., 1918, т. XXXVII, 1920.
46. Толмачев И. П. Отчет Р. Акад. Наук. о геологических работах в 1917 г., на Кольском п-ве. Материалы (рукописные) Геол. и Минер. музея Р. Акад. Наук, 1917 г.
47. Виттенбург П. В. Месторождение железной руды в районе Кольского залива. Тр. Сев. научно-пром. экспед., вып. 4, 1920.
48. Герасимов А. П. Годовой отчет об исследованиях на Кольском п-ве в 1921 г. Изв. Геол. ком., т. XLI, № 10, 1922 г. стр. 354—358.
49. Кузнецов И. Е. Годовой отчет об исследованиях на Кольском полуострове в 1921 г. Изв. Геол. Ком., т. XLI, № 10, 1922, стр. 358 - 362.
50. Полканов А. А. Заметка о магнитных аномалиях на территории Кольского полуострова. Изв. Геол. Ком., т. XLII, № 3—4. 1923.
51. — Предварительный отчет о работах 1923 г. в сев.-вост. четверти 36-го листа 10-верстной карты Европ. России. Изв. Геол. ком., 1924 т. XLIII, № 7.
52. Тимофеев В. и Куплетский Б. Строительные материалы Северо-Зап. обл. 1. Северная часть. Естеств. и минер. строит. мат. Европ. части СССР. 1925.
53. Полканов А. А. Годовой отчет о работах летом 1923 г. Изв. Геол. ком., 1924, т. XLIII, № 2, стр. 78—80.
54. — Годовой отчет о работах летом 1924 г. Изв. Геол. ком. т. XLIV, № 2, стр. 71—72.
55. — Годовой отчет о работах летом 1925 г. Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV, № 4, стр. 228—229.
56. — Годовой отчет о работах летом 1926 г. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1925/26 г., 1927 г., стр. 45—46.
57. — Случай намагничивания горных пород под влиянием грозового разряда в группе тундр Чурмуайвинч на Кольском п-ве. Вестн. Геол. ком., 1927, № 1.

58. Полканов А. А. О самосадочной соли с побережья Северного Ледовитого океана и некоторых других феноменах полярных стран, связанных с явлениями испарения. Вестн. Геол. ком., 1927, № 6.
59. — О магнитной аномалии на тундре Попова (Нелуайвиш) в Северо-Западной Лапландии. Вестн. Геол. ком., 1927, № 7.
60. — Геологические исследования на Кольском полуострове в 1927 г. Мурманское общ. краеведения. Доклады и сообщения, т. II, 1928.
61. — Несимметрическая дайка диабаза с побережья Кольского фиорда Тр. Ленингр. общ. естеств., т. LIII, вып. 4, 1928 г.
62. Пуртов А. С. Отчет о магнитометрической съемке месторождений магнетитовых сланцев в районе Кольского фиорда в 1924—1925 г. и возможность их экономического значения. Изв. Главн. Геол.-разв. упр., XLIX, 1930, № 10, стр. 45.
63. Попов Б. А. Маршрутная 10-верстная черновая геологическая карта 36 листа. Архив Геол. ком. (из архивных материалов Ф. Н. Чернышева извлечена в 1932 г.).
64. Котляр Н. Н. К вопросу об использовании магнетитовых сланцев Мурманского побережья. Вестн. Геол. ком., 1927, № 5, стр. 13.
65. Год колонизационной работы Мурм. жел. дор. 1923—1924. Почвенные работы на р. Туломе, произведенные Кузьминым 1925 г. стр. 96.
66. Дерюгин К. М. Фауна Кольского фиорда. См. Геологический очерк района Кольского фиорда. Зап. Акад. Наук, т. XXXIV, № 1, 1915.

ДОПОЛНЕНИЕ

67. Герасимов А. П. Магнетитовые породы на берегах Кольского залива. Изв. ВГРО, 1932 , LI, № 91.
68. Кузнецов И. Е. Геолого-петрографический очерк месторождения магнетитовых кварцитов на р. Зап. Лице на Кольском полуострове. Тр. ВГРО, вып. 233, 1932.

III

СПИСОК КОНСУЛЬТИРУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артлебен М. Н. Горно-промышл. ресурсы Севера. Архангельск, 1917.
2. Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Москва—Петроград, 1923.
3. Безбородько Н. И. Зональные ксенолиты. Тр. Укр. геол. инст., т. III, 1930.
4. — Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни. Зап. Київ. Т-ва Прир. зн., XXVIII, 1928, стр. 78.
5. — Явления ассимиляции и инъекционного контактового метаморфизма на Подолии. Изв. Уральск. Политехн. инст., т. V, 1926, стр. 131.
6. Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. К петрографии восточного побережья Чешской горы. Изв. АН СССР, 1927, стр. 967.
7. Белянкин Д. С. и Куплетский Б. М. Горные породы и полезные ископ. сев. берега Белого моря. Тр. Сев. научно-пром. эксп., 18, 1924.
8. Белянкин Д., Шимпф А., Влодавец В. Горные породы и полезные ископ. окрестностей сел. Умбы и Порьей губы. Тр. С. Н. Пром. эксп., 20, 1924.
9. Белянкин Д. и Влодавец В. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петрогр. инст. АН СССР, в. 2, 1932 г., стр. 45.
10. Болховитинова М. Месторождение свинцовых руд в Олонецкой и Архангельской губ. Изв. Общ. изуч. Олонецк. губ., 1915, № 4.
11. Виттенбург П. В. и Яковлев Н. Н. К вопросу о возрасте пород о-ва Кильдина на Зап. Мурмане. Изв. Р. Акад. Наук, 1922.
12. Влодавец В. И. Нефелино-апатитовые месторождения в Хибинских тундрах. Научно-технич. Упр. ВСНХ, № 339, 1930.

13. Влодавец В. И. Общая характеристика апатитовой дуги. Хибинские апатиты. Сборник I—II, 1930 стр. 38.
14. — О двух новых месторождениях щелочных горных пород на Кольском п-ве. Докл. АН СССР, 1928, стр. 361.
15. Воробьева О. А. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского п-ва. Тр. Петрогр. инст. АН СССР 1932, в. 2, стр. 25.
16. Высоцкий Н. К. Платина и район ее добычи. Ест. произв. силы России, т. IV, в. 11, 1923.
17. Гладцын И. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Хибинск. и Ловозерск. тундры, т, II Тр. инст. по изуч. Сев., в. 39, 1928, стр. 46.
18. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883—1894 гг. с дополнениями). „Классики естествознания". Москва—Петроград, 1919.
19. — К тектонике Европ. России. Изв. АН СССР, 1919 (1920), стр. 573.
20. — Общий характер колебаний земной коры в пределах Европ. России. Изв. АН СССР. 1894, № 1.
21. — Очерки физико-геологических условий Европ. России в минувшие геологич. периоды. Прилож. к XV т. Зап. АН СССР, № 8, 1887.
22. Кассин Н. Г. Геологические исследования между ст. Оленья — Кандалакша, Мат. по общ. и прикл. геолог., Геол. ком., в. 43, 1923 г.
23. Конради С. К вопросу о коренной породе лапландских алмазов. Геол. вестн., 1915, 1, стр. 295.
24. Куплетский Б. М. Геологические наблюдения в Сев. Карелии в 1929 г. Тр. Петрогр. инст. АН СССР, вып., 2, 1929, стр. 73.
25. — К петрографии Хибинских тундр. 3. Тр. Мин. муз. АН СССР т. V, в. 3, 1925, стр. 33.
26. — Петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. Инст. по изуч. Севера, в. 39, 1928, стр. 76.
27. — Пирротиновая жила на Рисчорре в Хибинских тундрах. Доклады АН СССР, 1923, стр. 7.
28. Куплетский Б. и Воробьева О. Геолого-петрографические наблюдения на водоразделе Кольского полуострова в 1928 г. Тр. Ленингр. Общ. естеств., т. IX, в. 4, 1930.
29. Лебедев Э. Э. О деформациях горных пород района с. Надвойц АК ССР. Тр. Ленингр. Общ. еств., т. LVII, в. 4, 1927 стр. 81.
30. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические таблицы. СПб, 1905.
31. — Петрография. Л. 1925. 1931.
32. — Успехи петрографии в России. Л. 1923.
33. Лодочников В. Н. К петрографии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Мат. по общ. и прикл. геологии, в. 69, 1927.
34. Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины. Зап. Київ. Т-ва Природ. зн., т. XXVII 1927, стр. 7.
35. — Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристал. полосы, Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, т. VIII, отд. геологии, 1930.
36. — Машковцев С. Ф. К вопросу о беломорских друзитах. Тр. Ленингр Общ. естеств., т. LVII, вып. 4, 1927, стр. 43.
37. Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда. Тр. Ленингр. общ. естеств., т. LIII, вып. 4, 1928 стр. 75—163.
38. — О случае срастания в двойниковом положении двух различных амфиболов. Тр. СПб. Общ. естеств., т. XXXVI, в. 5, 1912, стр. 319.
39. Попович Д. А. Горные богатства Полярной России. Изв. Архангельск. общ. изуч. русск. Севера, № 19, 1911, стр. 583.

40. Попович Д. А. Свинец на Мурмане. Изв. Общ. изуч. Олонецк. губ., № 2—3, 1915.
41. Пятницкий П. П. Генетические отношения криворожских железо-рудных месторождений. Тр. Ин-та. прикл. минерал. и петрографии, вып. 17 и 9, 1924—1925.
42. Риппас и Носков. Кольская экспедиция 1898 г. Изв. РГО, 1899.
43. Рихтер Г. Д. и др. Предварительный отчет о работах Имандрской экспедиции Мурм. Биол. ст. Работы Мурм. Биол. ст., т. II, 1926.
44. — Батиметрическая карта оз. Иокостровской и Бабинской Имандры. Раб. Мурм. Биол. ст., 1928.
45. Свитальский Н. И. К вопросу о классификации кристаллических сланцев. Геол. вестн., т. I, №№ 1, 3, 5, 1915 г.
46. — Железорудные месторождения Кривого Рога и генезис его руд. Изв. Геол. ком. т. XLIII, 1924.
47. Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губ. Тр. Киевск. общ. естеств., 1895.
48. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. Сибирск. отд. Геолог. ком., т. IV, в. 3, 1925.
49. Федоров Е. С. Петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., 1904, т.т. II, IV и VII. Изв. С.-х. инст., 1896, № 1.
50. Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Л., 1931.
51. — Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, 1923, стр. 65.
52. — Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. Хибинские апатиты. Сборник, III, 1931, p. 124.
53. — Ископаемые недра вдоль линии Мурманской ж. д. и их будущее. Производит. силы Мурм. ж. д. Петрозаводск, 1923.
54. — Геохимия России, т. I. П., 1922.
55. Чернышев Ф. Н. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. XV, № 1, 1915.
56. Чирвинский П. Н. Количественный минералогический состав лейкократовой части биотитовых и амфиболовых гранитов. Киев, 1916.
57. — Количественный, минералогический и химический состав. гранитов и грейзенов. Москва, 1911.
58. Allen E., Wright F., Clement J. Minerals of the composition $MgSiO_3$. Am. Journ of Sc., v. XXII, 1906, стр. 439.
59. Alling. H. Origin of the Foliation and the Naming of Syntectic Rocks. Am. Journ. of Sc., v. VIII, 1924, p. 12.
60. Andersen O. On aventurine Feldspar. Am. Journ. of Sc., v. XL, 1915, p. 351.
61. Angel F. Der Windbacher Typus floititischer Amphibolite. Cntrbl. f. Min. 1930, A, No. 3, p. 124.
62. Asklund B. Bruchspaltenbildung in südöstlichen Oestergötland nebst einer Übersicht der geologischen Stellung der Bruchspalten Südostschwedens. Geol. För. f Stockh. Förh, Bd. 45, H. 3—4, 1923, p. 249.
63. Backlund H. On the Mode of Intrusion of Deepseated Alkalin Bodies. B. Geol. Inst. of Upsala., v. XXIV, 1932, p. 1.
64. Baer v. Expédition à Novaja Zemlja et en Laponie. Bull. scientifique de l'Académie St. Pétersbourg, 1838, v. III, p. 132.
65. Bain G. Almandite and its significance in the contact zones of the Grenville limestone. Journ. of Geol., v. XXXI, 1923.
66. Balk R. Structural Survey of the Adirondack Anorthosite. Journ. of Geol. v. XXXVIII, № 4, 1930.
67. — Structure Geology of the Adirondack Anorthosite. Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 41, H. 3—6, 1931 p. 308.
68. Barnes E. Changes in hornblende at about 800° C. Am. Miner., v. 15, 1936, p. 393.

69. Baron F. Geological Notes of a Journey in Madagaskar. Quart. Journ. of Geol. Soc. London, v. LI, 1895, p. 57.
70. Barrow P. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland and its accompanying Metamorphism. Quart. Journ. London, v. 49, 1893, p. 330.
71. Barth T. Om oprinnelsen av enkelte grunnfjillsamphiboliter i. Agder. Norsk Geol. Tidskrift, B. XI, H. 1—2, p. 219.
72. Becke, F. Über Diaphtorite. Tsch. Min. Petr. Mitt., 28, 1909, p. 369.
73. — Gesteine der Columbretes. Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1897.
74. — Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralhefte der Ostalpen. Denkschrift d. Ak. d. Wissensch., Wien. Mat. Natw. Kl., LXXV, 1913.
75. — Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen. Denkschr. d. Wiener Ak. Mat. Natw. Kl., B. 75/I, 1913.
76. — Über Myrmekit. Tsch. Min. Petr. Mitt., XXVII, 1908, p. 381.
77. Beyschlag-Krusch-Vogt. Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Bd. I, 1914.
78. Boeke H. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. 1915.
79. Boeke H. E. u Eitel W. Grundlagen der Physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin, 1923.
80. Bowen N. L. The behavior of inclusions in igneous magma. Journ. of Ceol., v. XXX, suppl. No 6, 1922.
81. — The Reaction Principle in Petrogenesis. Journ. of Geol., 30, 1922, p. 177.
82. — The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.
83. — The Rôle of Water in Tremolite. Am. Journ. of Sc., v. XX, 1931.
84. Bowen N. L. and Andersen O. The binary system $MgO—SiO_2$. Am. Journ. of Sc., v. 36, 1914.
85. Brögger W. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. f. Krist., Bd. XVI, 1890.
86. — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. D. Gesteine der Grorudit-Tinguaitserie. Skrift. Videnskaps. Krist. I, 1894.
87. — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III, Das Ganggefolge des Lardalites. Skrift. Videnskaps. Krist. I, 1898.
88. — Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nytmagazin f. Naturvidenskaberne, B. XXVIII, H. 253, 1883.
89. — U. d. Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. Nytmagazin f. Naturvidenskaberne. B. XXX, H. 2, 1886.
90. — Eruptivgestein des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. Skrift. Videnskaps. Akad. i Kristiania, 1895.
91. — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark Norwegen. Skr. Videnskaps. i. Kristiania, Bd. 2, 1920.
92. S. v. Bubnoff. Überblick über den geologischen Bau von Europa, Salomon. Grundzüge der Geol., p. 791.
93. — Der Werdegang einer Eruptivmasse. Fortschr. Geol. u. Pal., Bd. VII, v. 20, 1928.
94. — Die Methode der Granitmessung und ihre bisherigen Ergebnisse. Geol. Rundschau Bd. XIII, H. 2, 1922, p. 151.
95. Carstens C. W. Der Unterordowicische Wulkan-horizont in dem Trondhiemgebiet. Norsk Geol. Tidskrift. B. VII, 1924, p. 185.
96. — Zur. Frage der genesis der Eulysitgesteine. Geol. För. Stockh. Förh. Bd. 46, 1924.
97. Chrustscheff K. Beitrag zur Kenntniss der Zirkone in Gesteinen. Tsch. Min. Geol. Petr. Mitt. v. VII, 1885—1886.
98. Clarke Fr. The Data of Geochemistry. Bull. U. S. Geol., Surv. No 770, 1924.
99. Clarke Fr. and Washington H. The Composition of the earth crust. U. S. Surv. Prof. Paper № 127, 1924.

100. Cloos H. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin, 1925.
101. Cloos H., Stelzner H., Dresher F., Bubnoff S. Tektonik u. Magma. II Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst., H. 96, 1924.
102. Cloos H. Structural Survey of Granodiorite Massive of California. Am. Journ. of Sc., v. XXIII, 1932, p. 289.
103. — Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Fortschr. Geol. u. Palaeont. Bd. VII, H. 21, 1928.
104. — Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. 1921.
105. — Das Batholitenproblem. Berlin, 1923.
106. — Tectonic und Magma. I. Berlin, 1922.
107. — Zur Terminologie der Plutone. Fennia, 50, No 2, 1928.
108. Collins W. H. North Shire of Lake Hudson. Geol. Surv. of Canada. Memoir 143, 1925.
109. Daly R. A. Igneous rocks and their origin. 1914.
110. Day A. L. and Allen E. T. The volcanic activity and hot springs oi Lassen Peak, 1925.
111. Dittler E. u. Köhler A. Zur Frage d. Entmischbarkeit der K—Na—Feldspäte u. über d. Verhalten d. Mikroklins bei höhen Temperaturen. Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 38, 1925.
112. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 4.
113. Eckermann H. Die Glimmermineralien im Mansjö-Kalkkontakt. Tsch. Mitt., Bd. 38, 1925, p. 277.
114. — The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mountain. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. 44, H. 3—4, 1922.
115. Eitel W. Die Synthese der Skapolithe auf Grund der Beobachtungen über ihre Vorkommnisse. Tsch. Mitt., Min. Petr. Bd. 38, 1925., p. 1.
116. Elles G. and Tilley C. Metamorphism in Relation to structure in the S. Highland. Trans. R. Soc. of Edinburgh, v. LVI, p. III, 1930—31, p. 621.
117. Elles G. Notes in the Portsay Coastal District. Géol. Mag., v. LXVIII, 193, p. 24.
118. Emerson B. Northfildite, Pegmatite and Pegmatite Schist. Am. Journ. of Sc., v. XL. p. 212. 1915.
119. Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the gulf of Botnia. Fennia. 50, 1928
120. — On the occurrence of orthoclase and mikrokline in the Finnisch granites and pegmatites. Bull. Comm. Géol. de Finl., No 85, 1925, p. 54.
121. — On the Eclogites of Norway. Skr. Videnskaps. Kristiania, v. 1, 1921.
122. — On the rôle of pressure in rock crystallization. Bull. Comm. Géol. de Finl., No 85, 1929, p. 77.
123. — Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansätning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. Bul. Comm. Géol. de Finl., No 44, 1914.
124. — The mineral facies of Rocks. Norsk Geologisk Tidskrift. B. VI, H. 1—2, 1920, p. 143.
125. — Petrographische Charakteristik der Kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschritte d. Min. Krist. Petrogr., Bd. 11, 1927.
126. — Nephelite-syenit gneiss from eastern Finland. Bull. Com. Géol. de Finl., No 92, 1931.
127. — On the Petrology of the Orijärvi Region in southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. de Finl., No 40, 1914.
128. Fenner C. N. The crystallisation of basalts. Am. Journ. of Sc., v. 18, 1929, p. 255.
129. — The residual liquids of crystallizing magma. Miner. Mag., v. XXII. 1931, p. 539.
130. — The mode of formation of certain gneisses in the Highland of New Jersey. Journ. of Geol., v, 22, 1914.
131. Fermor L. Preliminary note on Garnet as a geological barometer and on an infraplutonic zone in the earth's crust, Rec. of the Geol. Surv. of India, v. XLIII, 1913.
132. — The systematic position of the kodurite series especially with reference to the quantitative classification. Rec. of the Geol. Surv. of India, v. XLII, 1912.

133. Fersmann A. Geochemische Migration der Elemente, Abh. z. prakt. Geol., Bd. 18, t. I, 1929.
134. — Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. 41, H. 4, 1931, p. 64.
135. Fleandt A. Fiskarhalföns och Kildin geologi. Fennia, 32, 1912.
136. Fiercks C. On the occurence of gold in Finnish Lapland. B. Comm. Géol de Finl., No 17, 1906.
137. Fischer G. Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen, N. Y. Beil. Bd. A. LX, 1929, p. 251.
138. Flett J. The Geology of Ben Wyrus, Carn. Chuinneag etc. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1912.
139. Geer G.de. Post-Algonkian Oscillations of land in Fenno-Skandia. Geol. För i Stockh. Förh. B. 46, 1924, p. 316.
140. Geijer P. Some Problems in Iron Ore Geology in Sweden and in America. Economic Geol., v. X, 1925.
141. — Sydvarangermalmernas natur. Geol. Fören i Stockh. Förh. Bd. 53, H. I, 1931, p. 98.
142. — Contributions to the Geology of Sydwaranger iron ore deposits. Geol. Föreu, i Stockh. Förh., Bd. 33, 1911, p. 312.
143. — Berggrunden inom Malmtrakten Kiruna-Gällivara. Arsbok Sverig Geol. Unders. 24, No 3, 1930.
144. — On the intrusion of the Archean granits of central Sweden. Bull. Geol Inst. Upsala XV, 1916, p. 47.
145. Goldschmidt V. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgsstafel. Skr. Videnskaps. Krist., 1912.
146. — Die Kalksilikatgneisse und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjemgebiets. Skr. Videnskaps. i. Kristiania, 1915.
147. — Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens. Skr. Videnskaps. Kristiania, 1916, No 2, p. 1—140.
148. — Stammentypen der Eruptivgesteine. Skr. Videnskaps. Krist. 1922, No 10, p. 1—12.
149. — Die Injektionmetamorphose im Stavanger Gebiete. Skr. Videnkaps. Krist. 1920.
150. — Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Krist. 1911.
151. Green J. The Garnets and streaky rocks of the English Lake District. Min. Mag., v. XVII, 1915.
152. Grubenmann H. Die Kristallinen Schiefer. Berlin, 1910.
153. Grubenmann u. Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose, T. I, 1924.
154. Haarmann E. Die Oscilliations-Theorie. Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde. Stuttgart, 1930.
155. Hackmann V. Über Camptonitgänge im mittleren Finnland. Bull. Com. Géol. de Finl., No 42, 1914.
156. — Die chemische Beschaffenheit v. Eruptivgesteinen Finnlands u. d. Halbinsel Kola. Bull. Com. Géol. de Finl., No 15, 1905.
157. — Der Pyroxen-Granodiorit von Kokskerta bei Abo und seine Modifikationen. Bull. Com. Géol. de Finl., No 61, 1923.
158. — Studien über den Gesteinsaufbau der Kettilä Lappmark. Bull. Com. Géol. de Finl., No 79, 1927.
159. Harker, A. The present position of the study of metamorphism in rock-masses. Quart. Journ. of Geol. Soc. London, v. 74, 1918, p. LXIII.
160. — Normal regional metamorphism. Fennia. 50, 1928.
161. — The Natural history of Igneous Rocks. London, 1909.
162. Hatch, H. Notes of the Petrographical Characters of some Rocks collected in Madagaskar by the Rev. Baron. Quart. Journ. of Geol. Soc. London, v. XLV, 1891, p. 343.

163. Hausen H. Quartergeologische Beobachtungen im nordlichen Teil des Petsamo Gebietes. Fennia, 45, 1925.
164. — Über präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. Bull. Com. Géol. de Finl., No 76, 1926.
165. Himmelbauer A. Zur Kenntniss der Skapolithgruppe. Sitzber. Akad. d. Wissensch. Wien, v. 119, 1910, p. 115.
166. Van Hise. A. Treatise on metamorphism. U. S. Geol.Surv. Monogr. No 47, 1904.
167. Ch. v. Hise a. Leith Ch. Geology of the Lake Superior Region USGS, Monogr. LII, 1911.
168. Ch. v. Hise. Pre-Cambrian Geology of North America. Bull. USGS, No 360, 1909.
169. Högbom A. G. Pre-Cambrian Geology of Sweden. Bull. of Geol. Inst. of Upsala, v. X, 1910.
170. — Fennoskandia. Handbuch d. regional Geologie, Bd. IV, Abt. 3, 1913.
171. — Om basisca utsöndringar i Upsalagraniten. Geol. Fören i Stockh. Förh. Bd. X, 1888, p. 219.
172. — Om de s. k. urgraniterna i Upland. Geol. Fören i Stockh. Förh. Bd. XV, 1893, p. 241.
173. Holland Th. H. The Charnokiteseries, a groupe of Archean Hypersthenic rocks in Peninsula India. Mem. Geol. Surv. of India, v. XXVIII, 1900.
174. — Geology of neighbourhead of Salem, Madras Presidency. Mem. Geol. Surv. of India, v. XXX, 1901.
175. Holmes A. The Cambrian and associated rocks of the District of Mozambique Quart. Journ. Geol. Soc. London, v. 74. 1918, p. 31.
176. Holmquist P. Über sogenannte Fiederspalten. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd. 54, H. I, 1932.
177. — The Archean geology of the coast-region of Stockholm. Geöl. För. i Stockh. Förh. Bd. 32, 1910, p. 789.
178. — Adergneissbildung und magmatische Assimiliation im Grundgebirge Swedens Geol. Fören. i Stockh. Förh., B. 29, 1907.
179. — Studien über die Granite von Sweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala. VII, 1906, p. 79.
180. Holtedahl O. Paleogeographie and Diastrophism in the Atlantic-Arctic Region during Paleozoic Time. Am. Journ. of Sc., v. XLIX 1920, p. 1.
181. — The Scandinavian Mountain problem. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, v. 76. 1920, p. 387.
182. — Some points of structural resemblance between Spitzbergen and Great Britain and between Europa and N. America. Abhandl. Norsk Videns. Ak., Oslo, No 4, 1925.
183. — Tectonics of Arctic Region. Pan. Am. Geologist, v. XLVI 1926, p. 257.
184. — The paleozoic formations of Finnmarken in Northern Norway. Am. Journ. of Sc., v. XLVII, 1919, p. 85.
185. — Bidrag til Finnmarkens Geology. Norges Geol. Undersökelse, No 84, 1918.
186. — Jungpaläozoische Fossilien im Oslo Gebiete. Norsk Geol. Tidskrift. 12, 1931, p. 323.
187. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gestein durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau, Bd. 13, 1922, p. 40.
188. Jyer L. A study of the calc-gneisses, scapolite-gneisses, and cordierit-garnet-sillimanit-rocks of Madras Presidency, with comparison to other similar occurrences in India, Min. Mag., v. XXII, 1929, p. 121.
189. Johansen A. Quantitative mineralogical classification. Journ. of Geol., 1917. p. 63; 1919, p. 1.
190. Kieslinger A. Über Diaphthorese mit Beispielen aus dem ostalpine Kristallin. Tsch. Min. Petr. Mitt., v. 39; Mitt. Wien Min. Gesell., 1928, No 90, p. 12.
191. Koenigsberger J. Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien. Döelter, Handbuch d. Min. Chem., Bd. 11, H. I, 1914, p. 27.
192. — Über alpine Minerallagerstätten. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. B. V. u. I. 1925, p. 67.

193. Kolony R. J. The final Consolidation Phenomena in the Crystallization of Igneous Rocks. Journ. of Geol., 31, 1923, p. 169.
194. Knopf E. Retrogressive Metamorphism and Phyllonitization, p. I. Am. Journ. of Sc., v. XXI, No 121, 1931.
195. Krank E. On Turjaite and the Ijolite stem of Turja-Kola. Fennia, 51, 1929.
196. Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblende-gruppe. N. J. Beil. Bd. LX A. H. 2, 1930, p. 171.
197. Lacroix M. Sur une roche de foyalite. Comptes Rendues de l'Acad. des Sc., Bd. 130, Paris, 1900, p. 1778.
198. — Sur un nouveau type ferrifère des schistes cristallins (collobrierite). Bull. de la Soc. Franç. de Minér., t. 40, 1917, p. 62.
199. Laitakari A. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. Fennia, 45, 1920.
200. — Petrographie und Mineralogie der Kolasteinlagerstätten v. Parainen (Pargas) Bull. Com. Géol. de Finl., No 54, 1920.
201. — Le gisement de calcaire cristallin de Kirmoniemi à Korpo en Finlande. Bull. Com. Géol. de Finl., No 46, 1916.
202. Larsen E. B. The temperatures of magma. Am. Min., v. 14, No 3, 1929, p. 81.
203. Lehmann J. Untersuchungen über die Entstehung des Altkrystallinischen Schiefergestein—Sachsischen Granulitgebirge. Bohn, 1884.
204. Leiviska. Zu den Küstenfragen. Fennia, 27, 1907—1909.
205. Ljungner E. Spalten-tektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste. T. I, II, III. Bull Geol. Inst. of Upsala, v. XXI, 1930, p. 1—480.
206. Loewinson-Lessing F. Sur l'autocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolitiques des roches ignéés. Bull. Soc. Franç. de Minér. 1922.
207. Mac Gregor A. G. Clouded felspars and thermal metamorphism. Min. Mag., v. XXII, 1931, p. 524.
208. Mahony D. J. Tables for the calculation of Rock analyses. Geol. Surv. of Victoria, Bull., No 51, 1926.
209. Mäkinen E. Die Granitpegmatite von Tanimela in Finnland und ihre Minerale. Bull. Com. Géol. de Finl., No 35, 1913.
210. — Översigt av de precambriska bildningarna i mellersta Oesterbotten. Bull. Com. Géol. de Finl, No 47, 1916.
211. Marchet A. Über Hornblenden aus den niederösterreichischen Waldviertel. Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. 38, 1925, p. 494.
212. Marstrander H. Sydwaranger jernmalmfeldt en geologisk Beskrivelse. Soertryk af Teknisk Ukeblad, No 18, 1918.
213. Mhra J. Beiträge zur Kenntniss der Kelyphit. Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. 19, 1900. p. 140.
214. Miller W. J. Pegmatite, Silexite and Aplite of Northern New York. Journ. of Geol., v. 27, 1919.
215. Mugge O. Über die Zustandsänderung des Quarzes bei 570°. N. J. Festband, 1907, S. 181.
216. Mugge O., Rosenbusch A. Mikroskopische Physiographie der Mineralen und Gesteine. Stuttgart Bd. I, 1926.
217. Nicolai Gerhard. Die norwegischen Eisenerze. Z. f. Prakt. Geol. XXII, p. 1914.
218. Niggli S. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
219. — Gesteins und Mineralprovinzien. Berlin. 1923.
220. Niggli P. and Jonston I. The general principles underlying metamorphic processes. Journ. of Geol., v. 21, 1913, p. 58.
221. Osann A. Petrochemische Untersuchungen. Abh. Heidelberger Ak. Wiss., II, T. I, 1913.
222. Palmgren I. Die Eulisite von Södermanland. Bull. of Geol. Inst. of Upsala, v. XIV, 1917 p. 109.

223. Peck A. Changes in the constitution and microstructure of andalusite, cyanite and sillimanite at high temperatures and their significance in industrial practice. Am. Min. v. 10, 1925, p. 213.
224. Quensel P. Zur Kenntniss der Mylonitbildung, erläutert an Material aus den Knebekoesegebiet, Bull. Geol. Inst. of Upsala, v. XV, 1916.
225. Ramsay W. Fennoskandias älder. Fennia, 40, 1919.
226. Ramsay W., Escola P. etc. Geologiens Grunder II. Oversikt av den Geologiska Utvacklingen Fennoskandias Geologi. Stockholm, 1931.
227. Ramsay W. Über die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung der nordeuropäischen Inlandeises im nördlichen Russland. Fennia, 33, 1912.
228. — Kurzer Bericht über eine Expedition nach der Umptek auf der Halbinsel Kola, Fennia, 5, 1892.
229. Ramsay W. u. Hackmann V. Das Nephelinsyenite auf der Halbinsel Kola. I. Fennia, 11, 1896.
230. Ramsay W. Das Nephelinsyenite auf der Halbinsel Kola. II, Fennia, 15, 1897—1899.
231. Rassmuss H. Die magmatischen Eisenerzausscheidungen Lapplands. Geologische Rundschau, Bd. IV, 1913, p. 250.
232. Renquist H. Finlands jordskald. Fennia, 54, 1931.
233. Rimann E. Bericht über die Finnland-Excursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. 1930. Fortschritte d. Min. Krist. Petr., Bd. XV, t. I, 1931.
234. Rosenbusch H., Osann A. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
235. Sahestrom. A seismological map of Northern Europe. Sver. Geol. Unders. Ser. C, No 364, 1930, Ref. Geol. För. i Stockh. Förh., Bd. 53, H. 4. 1931, p. 479.
236. Sargent H. C. On a Spilite Facies of lower Carboniferous Lawa-flows Derbshire. Quart. Journ. Geol. Soc., 73, 1917.
237. Schwenkel H. Die Eruptivgneisse des Schwarswaldes und ihr Verhältniss zum Granit. Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. 31, 1912.
238. Sederholm J. Über bruchlinien mit besonderer Berichtung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. Compte rendu XI Congrès Géol. Int. de Stockholm. 1910, p. 865.
239. — Ligne de fracture, leur importance dans la géomorphologie de la Fennoskandia. Atlas de Finlande 1910 (u. Bull. Com. Géol. de Finl., No 430).
240. — Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bull. Com. Géol. de Finl., No 37, 1913.
241. — Om Palingenesen in den sydfinska skägarden. Geol. För. i. Stockh. Förh. 1912.
242. — Remarks concerning the lecture of H. Hausen 18 February 1925. Bull. Com. Géol. de Finl., No 85, 1929, p. 38.
243. — Nägra ord om berggrunden i Sydvaranger och nörliggande delar av Finland. Geol. För., i Stockh. Förh., Bd. 52, 1931, p. 435.
244. — Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. Atlas de Finlande. 1910.
245. — Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory text to gener. geolog. map. of Finl. Bull. Com. Géol. de Finl., No 91, 1930.
246. — Archäikum-Proterozoikum. Salomon, W. Grundzüge der Geologie, Bd. 11, T. I, 1925, p. 21—57.
247. — Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. Com. Géol de Finl., No 6, 1899.
248. — Beskrifing till bergartskarten. Tammerfors Sekt., B. 2, Geol. Komm. Geol. Ofversiktskarte 1911.
249. — Pre-Cambrian of Fennoscandia with special reference to Finland. Bull. Geol. Soc. of America, v. 38, No 4, 1927.
250. — On Synantetic Minerals. Bull. Com. Géol. de Finl., No 48, 1916.
251. — Om berggrunden i Södra Finland. Fennia, 8, 1893.
252. — On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of south-western Finland, p. II. Barösündfiärd W of Helsingfors. Bull. Comm. Géol. de Finl., No 77, 1926.

253. Sederholm J. The average composition of the earth's crust in Finland. Bull. Com. Géol. de Finl. No 70, 1925.
254. — Über Ptygmatitische Faltungen. N.J. Beil. Bd. XXXVI, 1913, p. 491.
255. — Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913.
256. — On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of south-western Finland. P. I, Pelling region. Bull. Com. Géol. de Finl., No 58, 1923.
257. Seidlitz W. Über Granit-Mylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau, B. I, 1910.
258. Seifert H. Geologische Thermometer. Fortschr. Min. Petr., Bd. 14, 1930, p. 167.
259. Shephard E. and Rankin G. The binary system of alumina with Silica lime and magnesia. Am. Journ. of Sc., v. 28, 1909, p. 301.
260. Sjogren H. Om jernmalmerna i granit pä Lofoten och am parallelstrukturen has de randiga torrstenarna. Geol. För. i Stockh. Förh. 1908, p. 352. Z. f. Prakt. Geol. 1908, p. 519.
261. Spurr J. E. Basic Dike Injection in Magmatic Vein Sequences. Bull. Geol. Soc. Am. v. 36, 1925.
262. — The Ore Magmas. New York, 1923.
263. Staub R. Petrographische Untersuchungen in Westl. Berninagebirge. Vierteljahrbuch Züricher Naturforsch. Gesell., Bd. 66, 1915, p. 55.
264. Sundius N. Zur Kenntniss des Zusammenhangs zwischen den optischen Eigenschafteu und der chemische Konstitution der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. of Upsala, v. XV, 1916, p. 1.
265. — Beiträge zur Kenntniss der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. of Upsala, v. XVI, 1918—1919, p. 96.
266. — Zur Kenntniss der monoklinen Ca-armen Amphibole (Grünerit-Cummingtonit Reihe). Geol. För., Stockh. Förh. Bd. 414, 1922, p. 154.
267. — Optical properties of Grünerits and Cummingtonites. Am. Journ. of Sc., v. XXI, 1931, p. 330.
262. Suzuki J. Über einen Skapolithe-Amphibolit von Lesone bei Acona (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. X, 1930, p. 133.
269. Suzuki J. Über die Staurolite-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneiss von Prodina bei Brissago. Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. X, H. I, 1930.
270. Tanner V. Studies öfwer kvartätsystem Fennoskandias nordliga delar IV. Fennia, 53, 1930.
271. Termier P. Sur les mylonites de la région de Savona. Comptes rendus des séances de l'Académie Paris, t. 152, 1911.
272. Tilley C. The Granite-Gneisses of Southern Eyre Peninsula (S. Australia) and their associated amphibolites. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, v. 77, 1921.
273. — A Preliminary Survey of metamorphic Zones in the Southern Highlands of Scotland. Quart. Journ. of Geol. Soc. London, v. 81, 1925, p. 100.
274. — The Facies classification of metamorphic Rocks. Geol. Mag., v. LXI, 1924, p. 167.
275. — Petrographical notes on some Chloritoid Rocks. Geol. Mag., v. LXII, 1925, p. 309.
276. — Some mineralogical transformations in crystalline schists. Min. Mag. vol. XXI, 1926, p. 34.
277. — Paragenesis of the Minerals of the three Component system $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ in thermal metamorphism. Geol. Mag., v. LX.
278. — On garnet in pelitic contact-zones. Min. Mag., v. XXI, No 113, 1926, p. 47.
279. Tolman C. Quarz dikes. Am. Miner., v. 16, No 7, 1901, p. 278.
280. Törnebohm A. E. Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schweden. Guide Congrès Geol. Int. 1910. Stockholm, No 1.
281. Trueman J. The value of certain criteria for the determination of origin of foliated crystalline rocks. Journ. of Geol., v. XX, 1912.
282. Tyrell G. W. The principles of petrology. London, 1926.

283. Väyrynen H. Zum Vortrag H. Hausen den 18 Febr. 1925. Bull. Com. Géol. de Finl., No 85, 1929, p. 39.
284. — Petrologische Untersuchungen der Granito-Dioritschen Gesteine Süd-ostbothniens. Bull Com. Géol. de Finl., No 57, 1923.
285. Vernadsky W. Note sur l'influence de la haute temperature sur le disthene. Bull. Soc. franç. Minér., v. XII, 1889, p. 447.
286. — Sur la reproduction de la sillimanite. Bull. Soc. franç. Minér., v. XIII. 1890, p. 256.
287. Vogt J. Die Genesis der Granite, physikochemisch gedeutet. Zeitschr. d. Deutsch Geol. Gesell., Bd. 83, H. 4, 1931.
288. — Bildung von Erzlagerstätten durch Differenziationsprozesse in basischen Eruptivgesteine. Z. f. Prakt. Geol., 1893, p. 4.
289. — Norges Jernmalmforekomster. Norges-Geologiske Undersökelse, No 51, 1910.
290. — Physikalisch chemische Gesetze der Kristallisation in Eruptivgesteinen Tsch. Min. Petr. Mitt., V. XXIV, XXV, XXVI, 1905, 1906, 1907.
291. — The Physical chemistry of the crystallisation and magmatic differentiation of igneous rocks. Journ. of Geol., v. XXIX, XXX, 1921, 1922.
292. Wahl W. Die Enstatitaugite. Tsch. Min. Petr. Mitt., 1907.
293. Waldmann L. Ein cordieritreiches Kinzigit von Rieserferner Tonalit in Osttirol. Mitt. Geol. Ges. Wien, XXII, 1929.
294. Washington H. S. The Charnockite serie of Igneous Rocks. Am. Journ. of Sc., v. XVI, 1916, p. 323.
295. Weber M. Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischer Masse. Zentralblatt f. Min. 1913, p. 772.
296. Wegmann C. Zur Kenntniss der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nördlicher Fennoskandia. Z. f. prakt. Geol., v. 37, 1929, p. 193.
297. Weich A. Verhältniss von $FeSiO_3$ und $MgSiO_3$ der rhombischen Pyroxene in Erstarrungsgesteine. Tsch. Min. Petr. Mitt., B. 32, 1014.
298. Weinschenk E. Mémoire sur le Dynamométamorphisme et la Piezocristallisation. C. r., VIII, Congrès. Géol. Int., 1900, p. 326.
299. Willis Bailay. Geologie Structur. London, 1923.
300. Winchell N. Further studies in the Amphibol Group. Am. Min., v. 16, No 6, 1931.
301. — Elements of optical mineralogy, 1927, p. 11.
302. Wright F. and Larsen E. S. Quartz as a geologic thermometer. Am. Journ. of Sc., v. 27, 1909, p. 421.

ДОПОЛНЕНИЕ

303. Hennig E. Finnlands Präkambrium. Geol. Rundschau, B. XXIII, H. I. 1932, p. 60.
304. Balk R. Inclusions and Foliation of the Harney Peak Granite, Black Hills. Journ. Geol., v. XXXIX, 1931, p. 736.
305. Курбатов С. М. Скаполит, цоизит и вторичный альбит из пегматита Лампи-вараки в С. Карелии. Изв. АН СССР, 1932, р. 241.
306. Полканов, А. А. Метаморфизм горных пород. Ленинград, 1931.
307. Куплетский, Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. I, в. I, Ленинград, 1932.
308. Schmidt E. R. Eine theoretisch-mechanische Deutung der europäischen Bruchsysteme. N. J. Beil. Bd. 67, H. 3, 1932, p. 413.
309. Wolff F. Das Präkambrium Finnlands. Geol. Rundschau, Bd. XXIII, H. 2, 1932, p. 89.
310. Richardz S. Die Umwandlungerscheinungen und Eisenerzformationen am Oberen See. Z. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 84, H. 1, 1932, p. 49.
311. — The metamorphic iron formation of the East. Mesabi R. Minesotta. Journ. of Geol., v. 33, 1930, p. 600.

312. Goldschmidt, V. Geochemische Betrachtungen, Fortschr. min., Bd. 17, T. 1, 1932.
313. Eskola P. On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Com. Géol. de Finl. No 87, 1932.
314. Свитальский, Н. И. Железорудное месторождение Кривого Рога. Тр. ГГР Об., в. 153, 1932.
315. Sander Br. Über eine gesteinsgruppe des Tauernwestendes. Jb. Geol. Reichanst., B. 2, 1912—1913, p. 250.
316. Sundius N. Über den sogenannten Eisenanthophyllit der Eulisite. Sver. Geol. Undersökn., Ser. 2, No 374, Ärsb., 26, No 2.
317. Sjögren H. The Geological Relation of the Scandinavian Iron Ores. Transact. Am. Inst. of Min. Engin., vol. XXXVIII 1908, p. 766.
318. Carstens C. Zur Frage der Eisenvorkommen von Fossen, Norwegen. Z. f. Pract. Geol., v. 33, 1925, p. 94.
319. Sederholm J. On the Geology of Fennoskandia. Bull. Com. Géol. de Finl., No 98, 1932.
320. Sjögren, H. The iron ore supply of the Scandinavian Peninsula. London, 1907.
321. Sederholm J. Über Bodenkonfiguration des Paijänne See. Fennia, 55. 1933.
322. Mikkola, E. On the Physiography etc. in N. Lapland. Fennia, 57, 1932.
323. Усов, М. А. Тельбесский железо-рудный район. Изв. Сиб. Геол. ком. VI—5, 1927.
324. — Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. Мат. по изуч. Сибири, I, 1930 г.
325. — Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.
326. Полканов, А. А. Проблема Кольского полуострова. Ленинград, 1933 г.
327. Krank, E. H. and Wegmann C. E. Beiträge z. Kenntnis d. Svecofenniden in Finland Bull Com. Géol. de Finl., No 89, 1931.
328. Holtedahl O. Additional observation on the formation of Finnmarken... Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. XI, 1932.

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1. Биотито-силлиманитовый гнейс. Ното-озеро Олльеньярк. Псевдоморфоза фибролита по кианату. × 15.
Фиг. 2. Биотито- гранатовый гнейс. Р. Тулома. Облекающее расположение биотита. × 15.
Фиг. 3. Гранато-силлиманитовый гнейс. Т. Пецордынч на В от жел. дор. × 16.
Фиг. 4. Гранато-кордиерито-силлиманитовый гнейс. Кольский ф. близ лесопильного завода. × 15.

Таблица II

Фиг. 1. Силлиманитовый гнейс. Олльеньярк. Ното-озеро. 1 : 2.
Фиг. 2. Магнетито-грюнеритовый сланец. Мыс Пинагорий. Кольский фиорд. 1 : 2
Фиг. 3. Гранато-кианитовый гнейс. Р. Тулома, т. Керц. 1 : 2.

Таблица III

Фиг. 1. Сланцеватый биотитовый гнейс. Кольский фиорд. Мыс Пинагорий. × 15.
Фиг. 2. Биотитовый гнейс с сото-подобной текстурой. Кольский фиорд. Т. Мишукова. × 15.
Фиг. 3. Магнетитовый сланец, рассекаемый кварцевой жилкой с магнетитом и альмандином. Р. Зап. Лица. 1 : 2.

Таблица IV

Фиг. 1. Магнетито-грюнеритовый сланец. Кольский фиорд, мыс Пинагорий. × 15.
Фиг. 2. Магнетито-грюнеритовый сланец. Видны под углом расположенные друг к другу слоики магнетита и вытянутые столбики грюнерита. Кольский фиорд, мыс Пинагорий. × 15.
Фиг. 3. Пироксенит. Параллельное срастание диопсида и амфибола. Ното-озеро. Устье р. Лоты. × 15.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Fig. 1 Biotite-sillimanite gneiss. Noto Lake. Ollyenyark. B pseudomorphose of sillimanite after kyanite. × 15.
Fig. 2. Biotite-garnet gneiss. Tuloma River. Enveloping distribution of biotite is seen. × 15.
Fig. 3. Garnet-sillimanite gneiss. Petzordynch Tundra, east of the railway. × 15.
Fig. 4. Garnet-cordierite-sillimanite gneiss. Kola Fjord, near by the saw-mill. × 15.

Plate II

Fig. 1. Sillimanite gneiss. Ollyenyark-Noto-lake. 1 : 2.
Fig. 2. Magnetite grünerite schist. Pinagory Cape. Kola Fjord. 1 : 2.
Fig. 3. Garnet kyanite gneiss. Tuloma River, Kerts Tundra. 1 : 2.

Plate III

Fig. 1. Schistose biotite gneiss. Kola Fjord. Pinagory Cape. × 15.

Fig. 2 Biotite gneiss with comb texture. Kola Fjord, Mishukova Tundra. × 15.

Fig. 3. Magnetite schist, penetrated by a quartz-veinlet with magnetite and almandine. Western Litsa River. 1 : 2.

Plate IV

Fig. 1. Magnetite-grünerite schist. Kola Fjord. Pinagory Cape. × 15.

Fig. 2. Magnetite grünerite schist. Layers of magnetite distributed at an angle to oblong prisms of grünerite are seen. Kola Fjord, Pinagory Cape. × 15.

Fig. 3. Pyroxenite. Homoaxial intergrowth of diopside and of amphibole. Noto Lake. Mouth of the Lota River. × 15.

Фиг. 4. Гнейсо-габбро-норит. Т. Анис × 20. Друзитовая структура—облекание гиперстена венчиком биотитового симплектита, амфибола и граната. × 15.

Fig. 4. Gneiss-gabbro-norite. Anis Tundra. × 20. Drusite (crown) structure—enveloping of hypersthen by a crown of biotite simplectite, of amphibole and garnet. × 15.

Таблица V

Фиг. 1. Бластомилонит габбро-амфиболита. Анисяур близ т. Анис. 1 : 2.
Фиг. 2. Полосчатый и плойчатый пироксено-магнетитовый сланец. Валун с т. Грудин (ст. Лопарская). 1 : 2.

Plate V

Fig. 1. Blasto-mylonite of the gabbro-amphibolite. Anisjaur Lake, Anis Tundra. 1 : 2.
Fig. 2. Striated and plicate pyroxene magnetite schist. A block from Grudin Tundra (Loparskaya station). 1 : 2.

Таблица VI

Фиг. 1. Жильный диорит. Гипидиоморфнозернистая структура. Т. Чокуайвиш. × 15.
Фиг. 2. Гиперстеновый гнейсо-диорит. Т. Пурнвыд. Протобластическая структура. × 15.
Фиг. 3. Биотито-гиперстеновый диорит. Р. Кола. Биотито-кварцевый симплектит по гиперстену. × 15.
Фиг. 4. Магнетито-диопсидовый сланец (кварцит). Видны реликты плагиоклаза. Т. Вульбуайвинч. × 15.

Plate VI

Fig. 1. Vein-diorite. Hypidiomorph-grained structure. Chokuayvish Tundra. × 15.
Fig. 2. Hypersthen gneiss-diorite. Purnvyd Tundra. Protoblastic structure. × 15.
Fig. 3. Biotite-hypersthen diorite. Kola River. Biotite-quartz symplectite after hypersthen. × 15.
Fig. 4. Magnetite-diopside schist (quartzite). Relics of plagioclase are well seen. Vulbuayvinch Tundra. × 15.

Таблица VII

Фиг. 1. Магнетито-пироксеновый сланец. Видно соотношение кварца, пироксена и магнетита и кристаллизационная слоистость. Т. Вульбуайвинч. × 15.
Фиг. 2. Сланцевый амфиболит. Т. Кеулик. × 15.
Фиг. 3. Порфировидный ара-гранат. Фиорд Ара. 1 : 2.
Фиг. 4. Метадиабаз. Бластоофитовая структура. т. Кучин. × 15.

Plate VII

Fig. 1. Magnetite-phyroxene schist. Cristallization schistosity is seen. Vulbuayvinch Tundra. × 15.
Fig. 2. Schistose amphibolite. Keulik Tundra. × 15.
Fig. 3. Porphyric ara-granite. Ara Fjord. 1 : 2.
Fig. 4. Metadiabase. Blastoophitic structure. Kuchin Tundra. × 15.

Таблица VIII

Фиг. 1. Включение сланцеватого амфиболита в гиперстеновый диорит. Т. Ссывер на В от г. Колы.
Фиг. 2. Артериты олигоклазовых гранитов и амфиболитов. Устье ф. Китового, восточный берег.

Plate VIII

Fig. 1. Inclusion of schistose amphibolite within the hypersthen diorite. Ssyver-Tundra, to the Est from Kola town.
Fig. 2. Arterites of oligoclase granites and amphibolites Kitovy Fjord (Whale Fjord), eastern shore.

Таблица IX

Фиг. 1. Эруптивная брекчия. Отторженцы диорита в граните. Зап. Мурман. Карелинский наволок.
Фиг. 2. Группа параллельных даек диабаза. Кольский фиорд

Plate IX

Fig. 1. Eruptive breccia. Blocks of diorite in granite. Western Murman. Karelsky navolok.
Fig. 2. Grupp of parallel diabase dikes. Kola Fjord.

Таблица X

Фиг. 1. Полосатая текстура гранулитоподобных пород. Ното-озеро (южная часть). 1 : 2.

Таблица XI

Фиг. 1. Пояс дробления в гранитах. Зап. Мурман. Карелинский наволок.
Фиг. 2. Закрытая трещина. Масштабом служит фигура автора, сидящего в дальнем конце трещины. Карелинский наволок. Зап. Мурман.

Таблица XII

Фиг. 1. Наклонный разрыв и смещение в граните. Зап. Мурман. Карелинский наволок.
Фиг. 2. Пояс милонитов среди зоны дробления. Кольский фиорд.

Таблица XIII

Фиг. 1. Ущелье-трещина по эродированной дайке диабаза. Кольский фиорд.
Фиг. 2. Закрытая трещина. Кольский фиорд между губами Тюва и Волоковая.

Таблица XIV

Фиг. 1. Трогообразная долина, выработанная по поясу дислокаций. Район Кольского фиорда.
Фиг. 2. Морфологически выраженный сбросо-сдвиг тянущийся от ущелья к крутому склону г. Вестник. Кольский фиорд.

Таблица XV

Фиг. 1. Пояс дробления и милонитов вдоль висячего бока несимметричной дайки диабаза. Кольский фиорд. губа Сайда.
Фиг. 2. Ландшафт, показывающий связь форм рельефа с эрозией вдоль несимметричной дайки диабаза (Д). Кольский фиорд.

Plate X

Fig. 1. Striated texture of granulite-like rock of Noto Lake (southern part). 1 : 2.

Plate XI

Fig. 1. Fracture zone in granite. Western Murman. Karelsky navolok.
Fig. 2. Closed fissure. As a scale may be considered the writer's figure who is sitting at the farther end of the fissure. Karelsky navolok. Western Murman.

Plate XII

Fig. 1. Inclined displacement in granite. Western Murman. Karelsky navolok.

Fig. 2. Zone of mylonites amid the fractured belt. Kola Fjord.

Plate XIII

Fig. 1. Gorge like fissure along the eroded dike of diabase. Kola Fjord.
Fig. 2. Closed fissure. Kola Fjord between the Tiuva and Volokovaya Guba.

Plate XIV

Fig. 1. Trog-shaped valley, formed along the dislocation-zone. Kola Fjord.

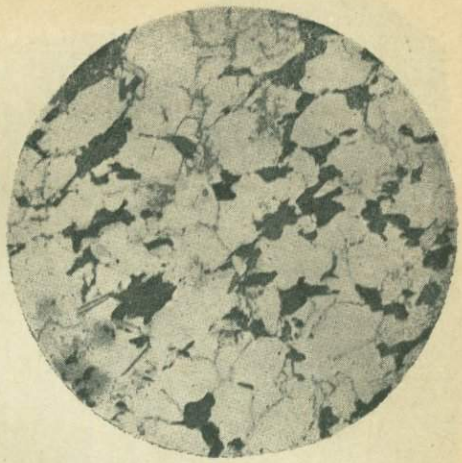
Fig. 2. A well seen fault trending from the gorge to scarp of Vestnik-mountain. Kola Fjord.

Plate XV

Fig. 1. Fracture and mylonite-zone along the hanging wall of the asymmetrical diabase dike. Kola Fjord, Saida guba.

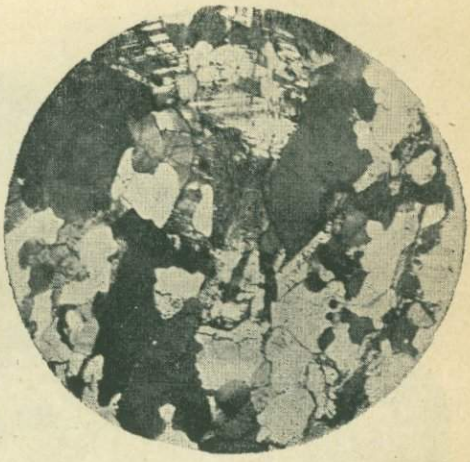
Fig. 2. A landscape showing a connection of relief-forms with the erosion along the asymmetrical diabase dike (Д). Kola Fjord.

1



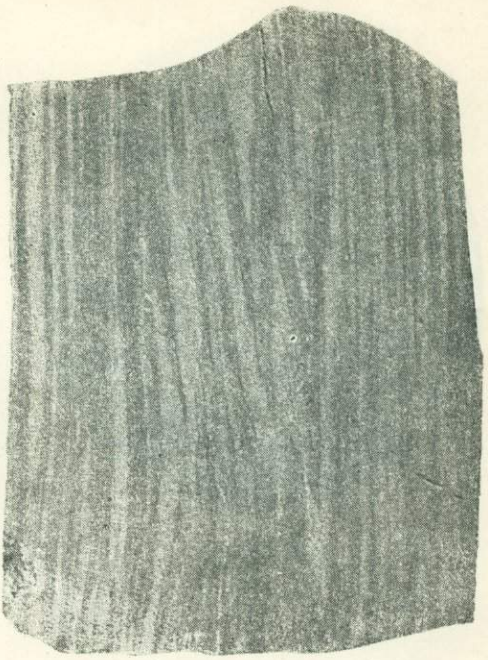
2

3



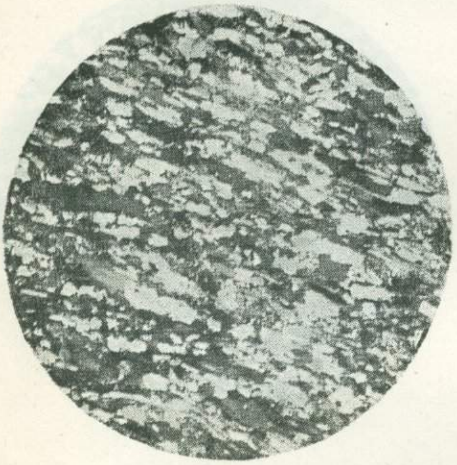
4

1



2

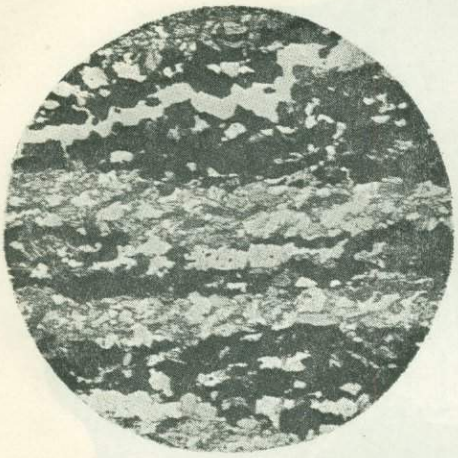
3



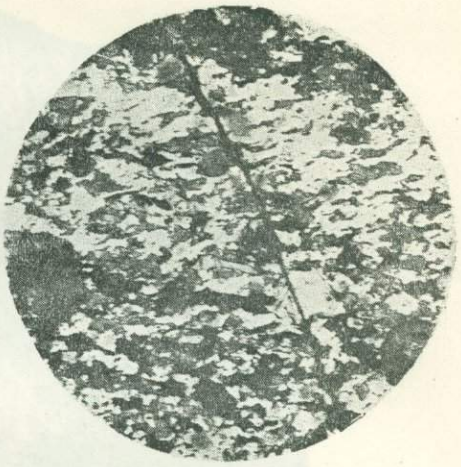
1

2

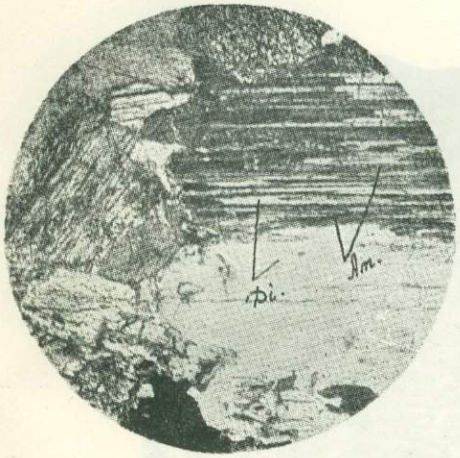
3



1



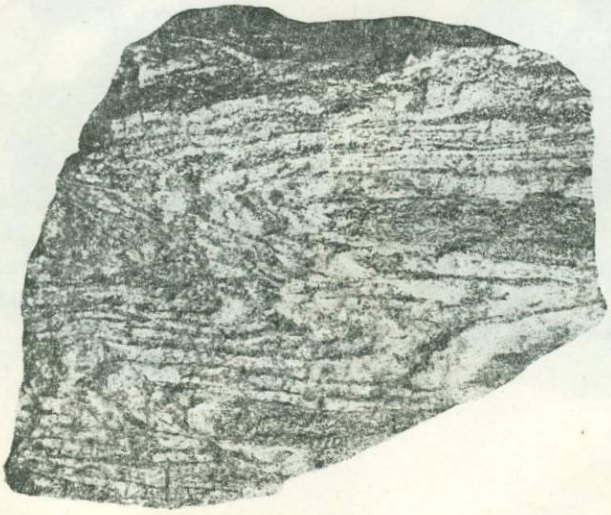
2



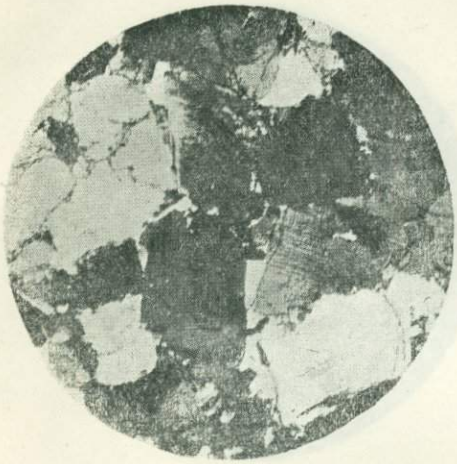
3

4

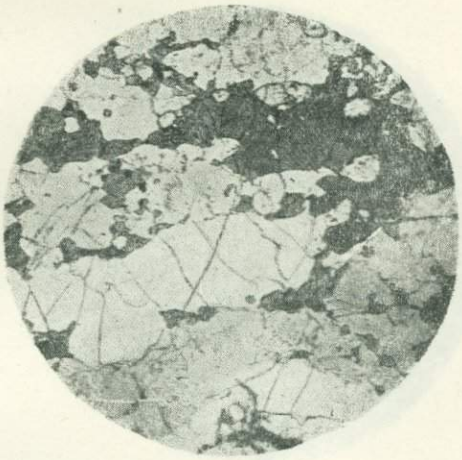
1



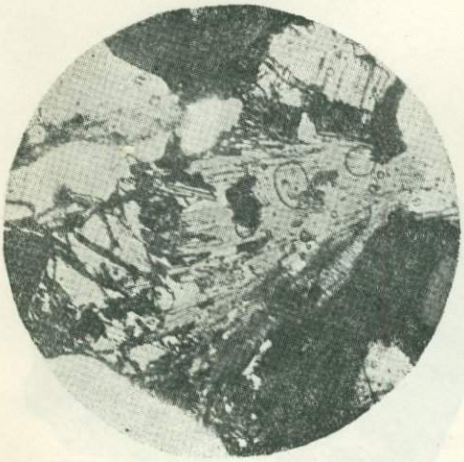
2



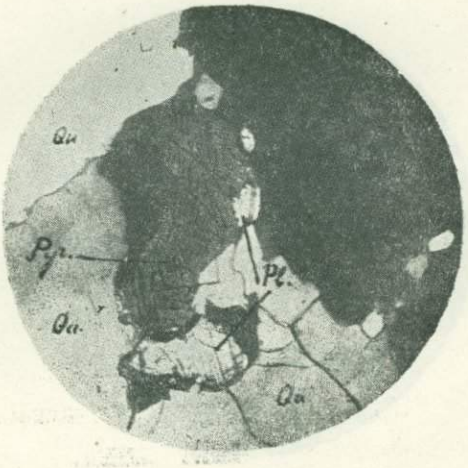
1



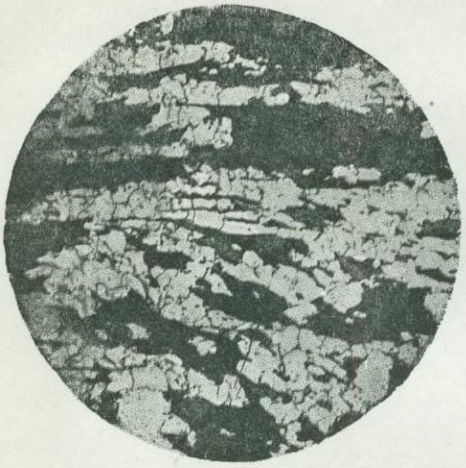
2



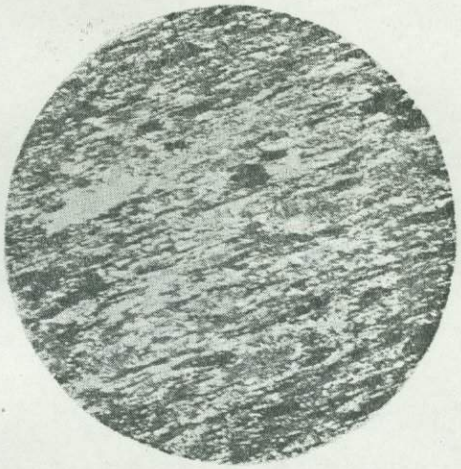
3



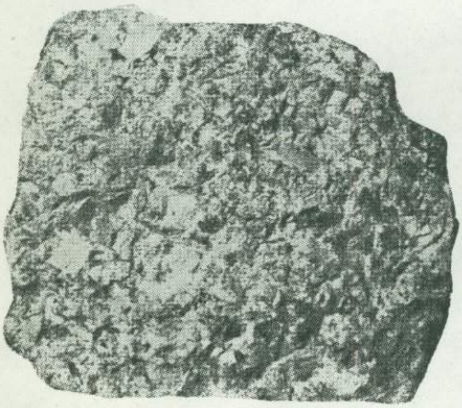
4



1

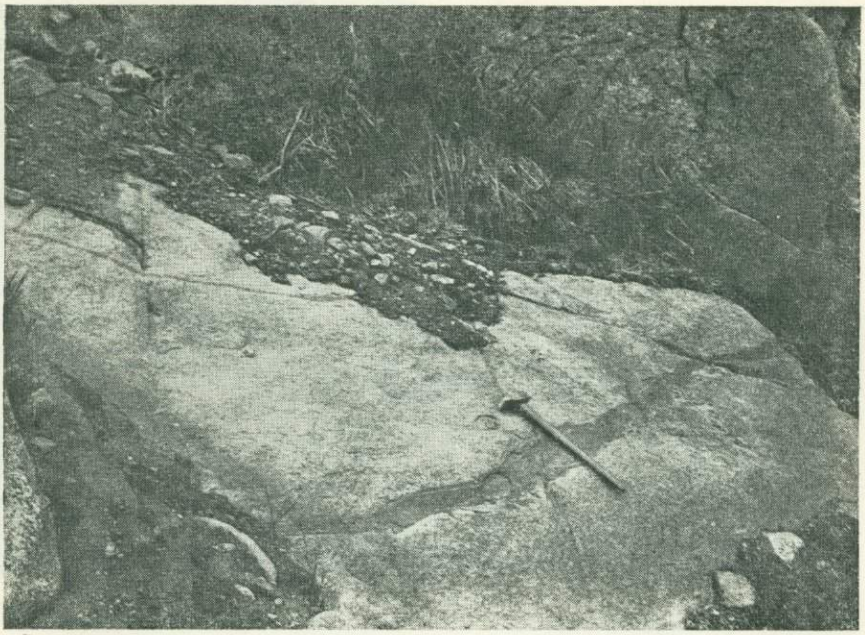


2

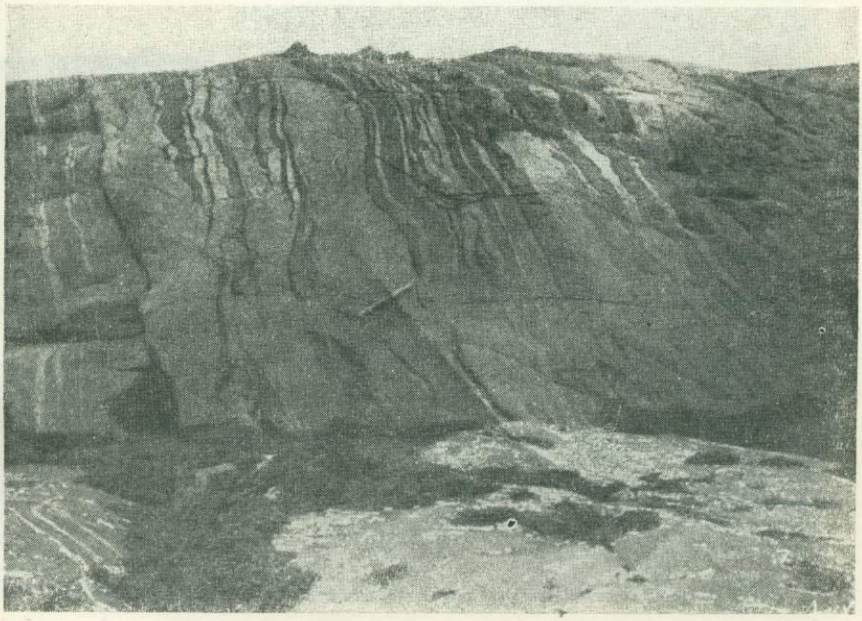


3

4

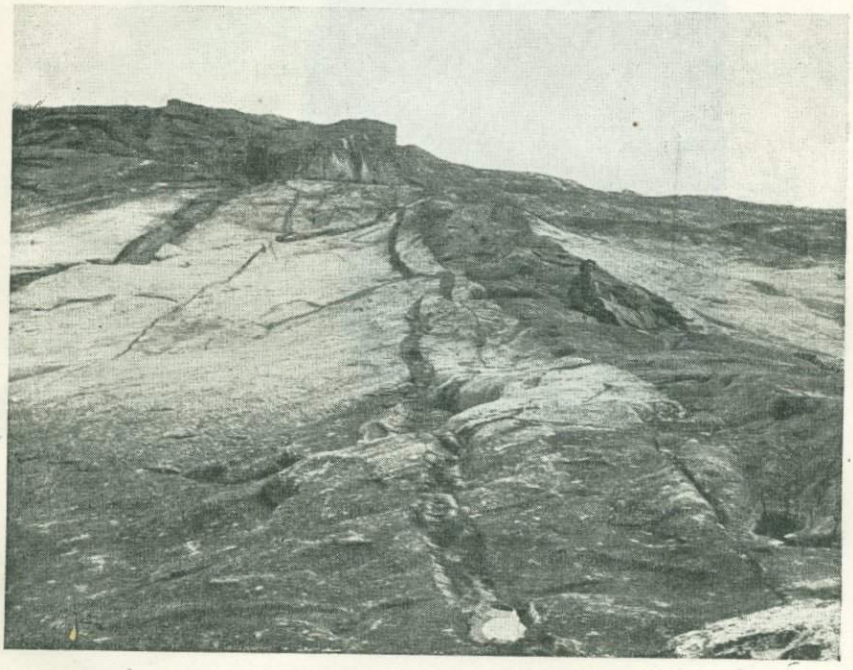


1

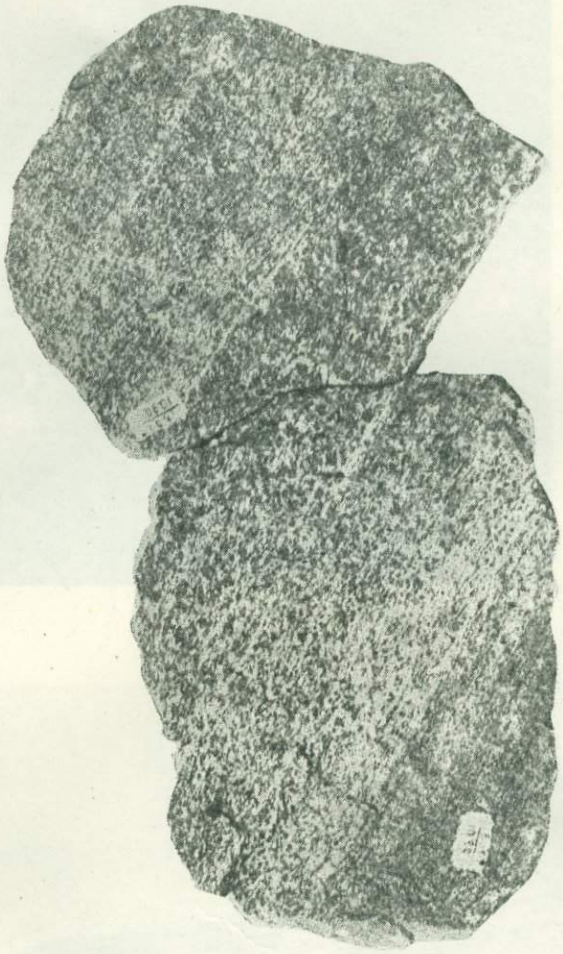


2

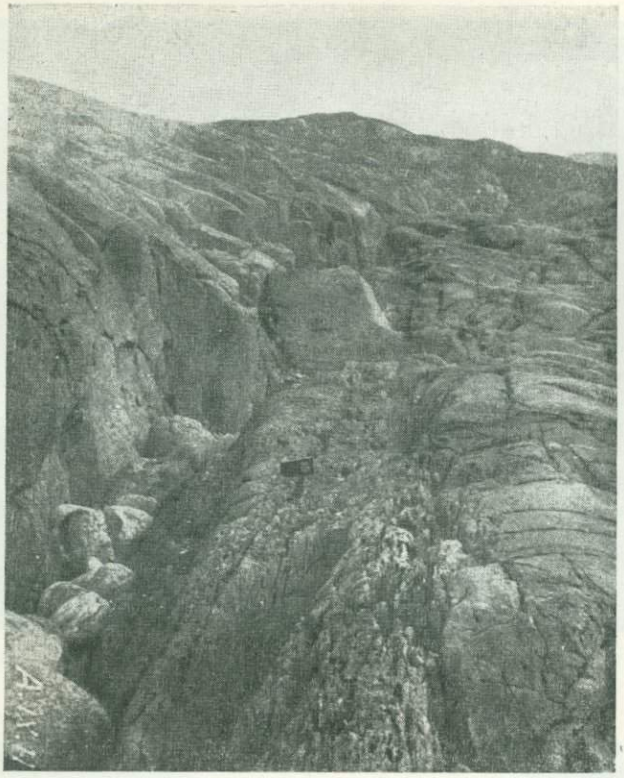
1



2

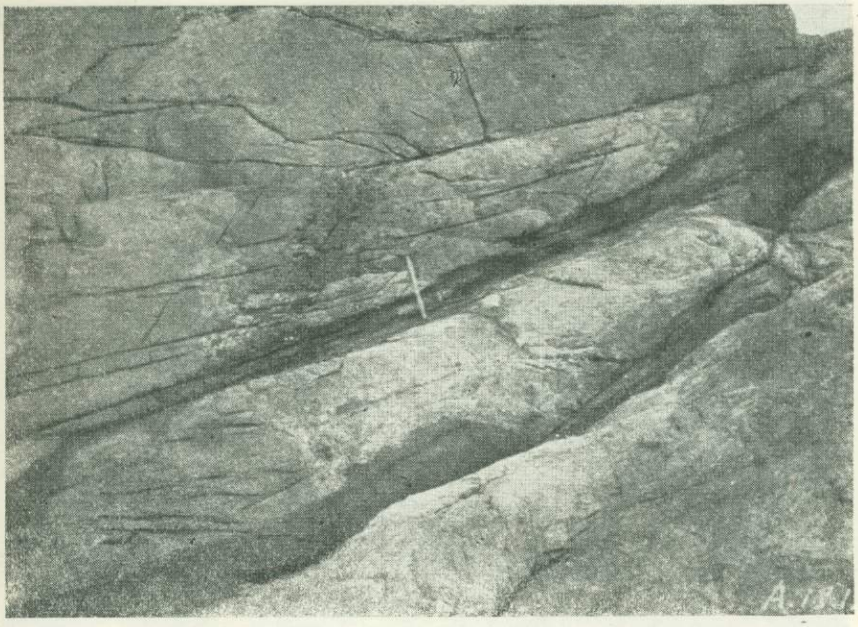


1

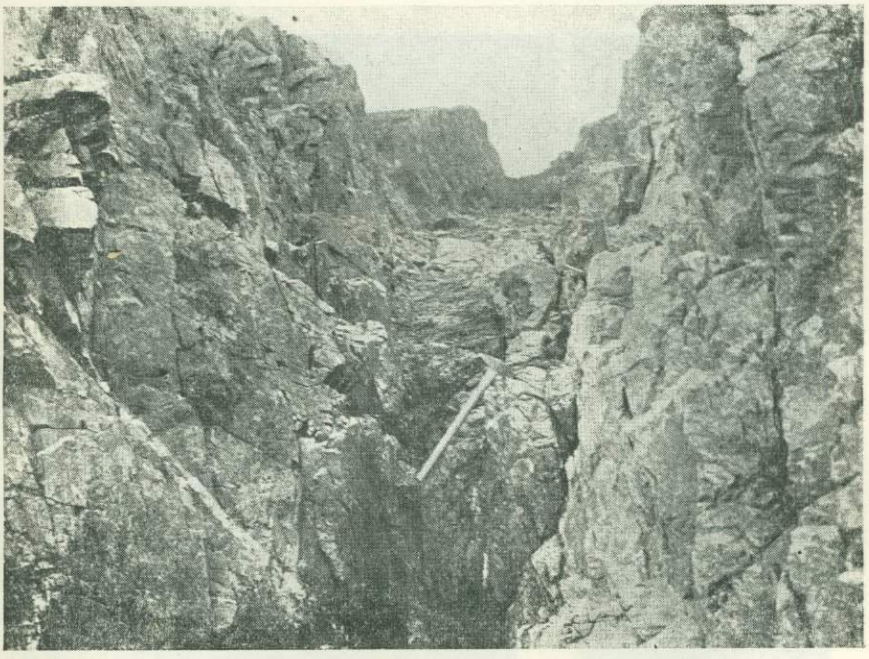


1

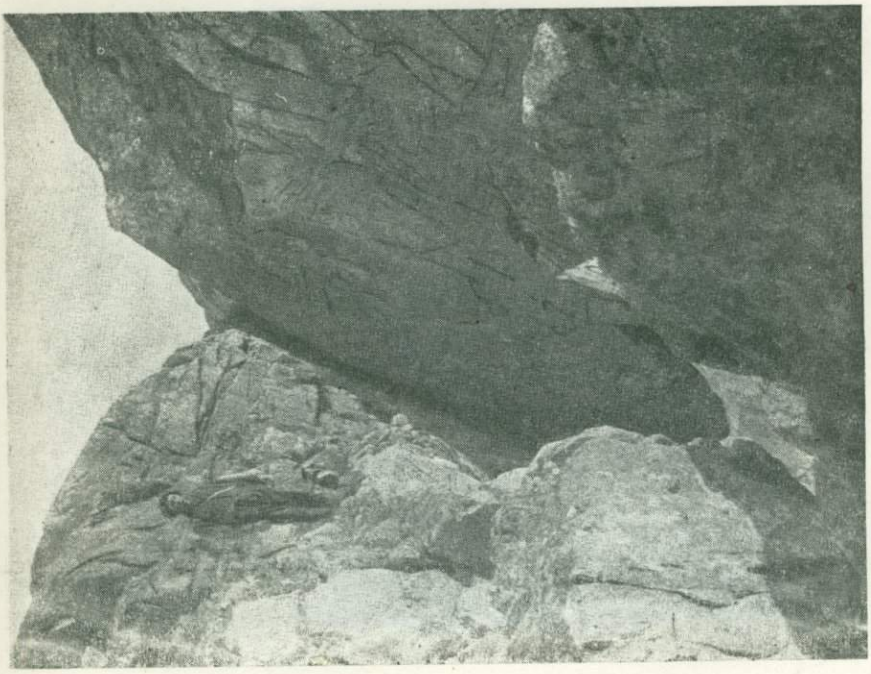
2



1

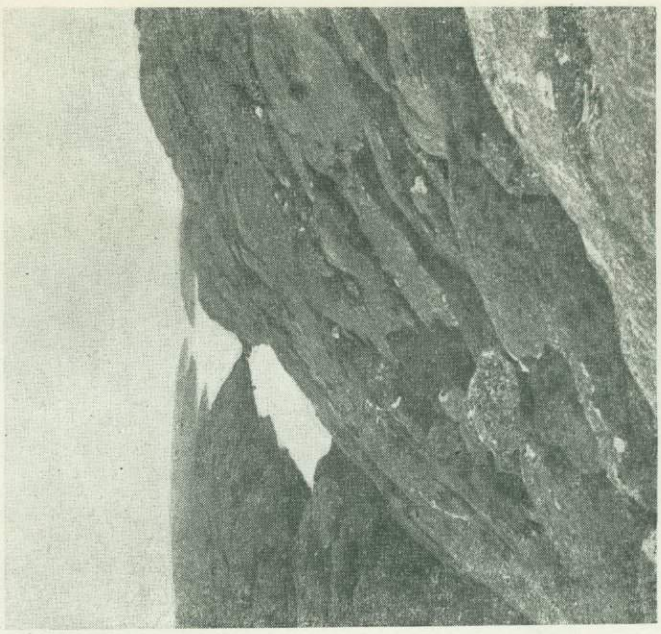


2

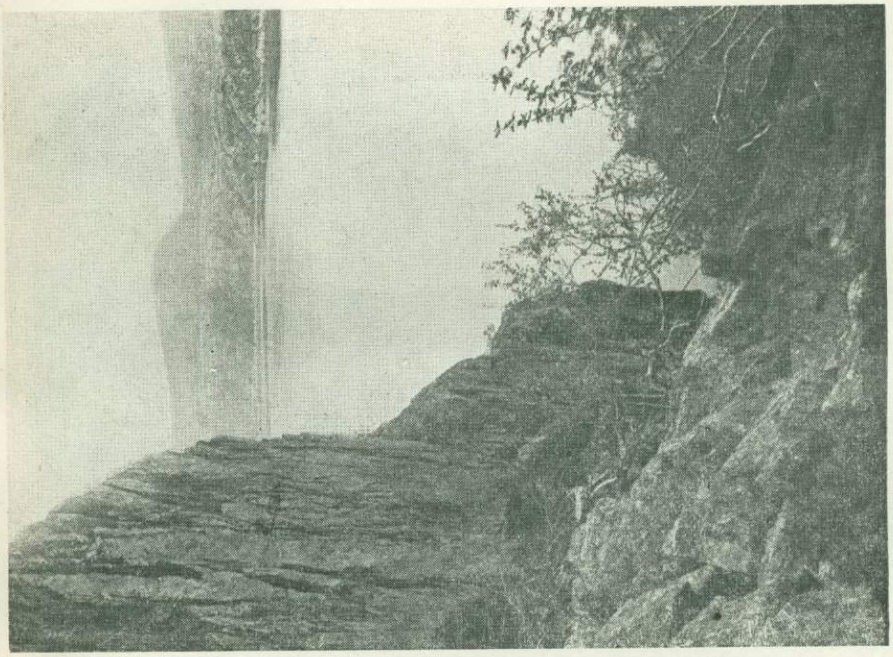


1

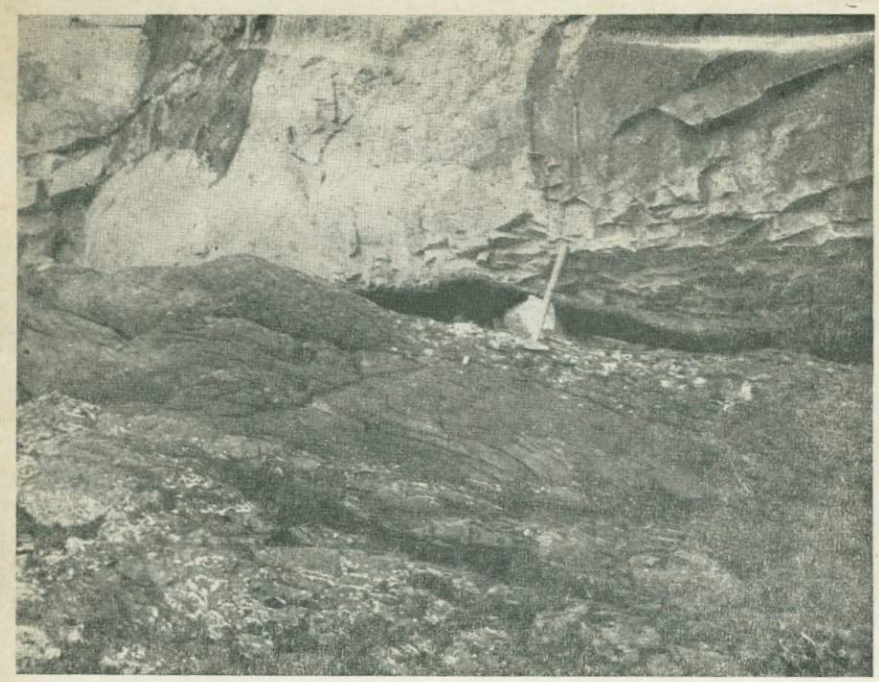
2



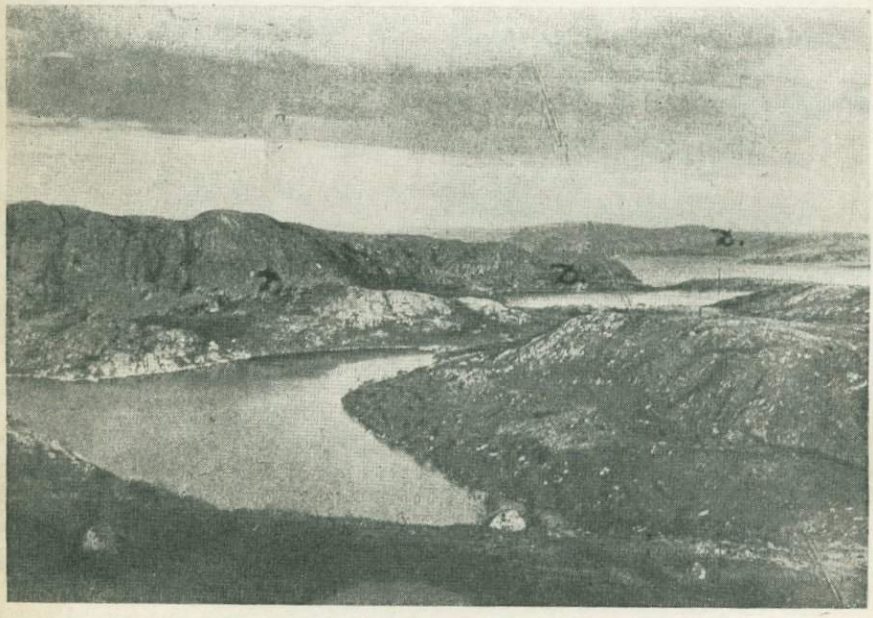
1



2



1



2

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

Аргентов К. И. . . . 51, 410, 490, 491, 506.
Артлебен М. . . . . 410, 530.
Архангельский А. Д. . . . . 448, 530.

Бабинцев Н. И. . . . . 3, 10.
Бархатова . . . . . 134.
Безбородько Н. И . . . . . 77, 291, 530.
Белянкин Д. С. . . . . 62, 472—474, 530.
Болдырев А. К. 7, 256, 257, 269, 280, 282, 288, 289, 394, 405, 529.
Болховитинова М. . . . . 408, 530.
Буковецкий С. 7, 256, 394, 408, 414, 431, 528.
Бухтеев А. . . . . 10, 12, 527.

Вагапова М. Д. . . . . 176, 238.
Васильева М. 114, 193, 205, 340
Вебер В. Н. . . . . 300.
Вернадский В. И. . . . . 62, 540.
Виттенбург П. В. 3, 8, 10, 79, 80, 83, 95, 96, 98, 99, 110, 119, 135, 394, 405, 412, 452, 487, 496, 498, 499, 521, 529, 530.
Влодавец В. И. 470, 471, 475, 524, 530, 531.
Воробьева О. А. . . . . 471, 531.
Высоцкий Н. К. . . . . 415, 531.

Герасимов А. П. 8, 25, 79, 82—85, 119, 120, 135, 496, 499, 529, 530.
Гербих А. А. . . . . 16.
Гладцын И. Н. . . . . 18, 531.
Григорьев А. А. . . . . 476.
Гудкова Н. Н. . . . . 471.

Дерюгин К. М. . . . . 530.

Егорова Е. Н. . . . . 42, 46.
Еремеев П. . . . . 528.

Зонтов Н. С. . . . . 488, 505.

Карпинский А. П. . . . . 417, 419, 448, 531.
Кассин Н. Г. . . . 41, 49, 471, 477, 517, 531.
Киль Д. 7, 256, 394, 408, 415, 419, 430, 528.
Конради С. 24, 333, 381, 392, 408, 415, 529, 531.
Котляр Н. Н. . . . . 496, 499, 530.
Крючков А. . . . . 238.
Кудрявцев Н. . . . . 7, 528.
Кузмин 512, 515, 530,
Кузнецов И. Е. 8, 15, 25, 79, 82, 496, 500, 529, 530.
Куплетский Б. М. 258, 410, 414, 453, 455, 469, 470, 472, 474, 476, 477, 512, 529, 530, 531, 540.
Курбатов С. М. . . . . 171, 540.

Лебедев Э. Э. . . . . 434, 531.
Левенфиш Н. В. 107, 355,
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 53, 91, 92, 106, 186, 191, 193, 200, 201, 205, 266, 267, 289, 338, 355, 531, 537.
Литке . . . . . 7, 527.
Лодочников В. Н. . . . . 335, 370, 531.
Лучицкий В. И. . . . . 77, 531.
Лупанова Н. П. . . . . 489.
Любищев А. А. . . . . 3, 10.

Машковцев, С. Ф. . . . . 129, 324, 531.
Медведев С. . . . . 11.
Мельников М. 7, 24, 173, 258, 283, 288, 394, 408, 414, 528.
Миддендорф см. Middendorff
Мирошниченко М. . . . . 507.
Михайлов А. М. . . . . 474, 475.

Носков . . . . . 532.

Подгаецкий А. 7, 258, 283, 394, 408, 414, 430, 528.
Платунов Б. . . . . 213, 498, 502.
Полканов А. А. 8, 12, 13, 24, 25, 27, 53, 79, 80, 81, 84, 105, 110, 121, 138, 139, 223, 230, 287, 289, 292, 299, 311, 319, 340, 343, 353, 378, 381, 387, 394—396, 404, 408, 410, 411, 416, 418, 419, 431, 433, 439, 442, 446, 447, 449, 450, 453, 455, 477, 484, 487, 490, 491, 493—496, 499, 501, 505, 507, 508, 510, 511, 515, 517, 529, 530, 531, 541.
Попов Б. А. 7, 256, 257, 258, 287, 310, 311, 378, 381, 414, 452, 457, 472, 494, 508, 528, 530,
Попович Д. 408, 431, 531, 532,
Прокофьев П. И. . . . . 474.
Прохоров Н. И. 410,

Пуртов А. С. 8, 11, 79, 83, 98, 112, 136, 496, 499, 500, 530.
Пятницкий П. П. . . . . 123, 124, 532.

Риппас П. . . . . 414, 471, 532.
Рихтер Г. Д. . . . . 16, 19, 505, 527, 532.

Свержинская Е. А. . . . . 101, 499.
Свитальский Н. И. 10, 59, 64, 66, 124, 137, 531, 541.
Селютина М. . . . . 90, 186, 200, 212, 503.
Сергиев Н. Г. . . . . 3, 10, 15, 333.
Силиверстов И. И. 10, 13,
Сиора И. С. . . . . 16.
Солодовникова Л. Л. . . . . 362.

Тарасенко В. . . . . 234, 532.
Тимофеев В. М. . . . . 529.
Толмачев И. П. . . . . 8, 496, 528.
Трофименко . . . . . 15.

Усов М. А. . . . . 240, 251, 376, 532, 541.

Фаусек В. . . . . 7, 528.
Федоров Е. С. . . . . 35, 223, 532.
Ферсман А. Е. 65, 171, 214, 292, 294, 372—375, 410, 470, 477, 517, 525, 532, 535.
Френкель Б. М. . . . . 266, 503.

Чернышев Ф. Н. . . 381, 419, 473, 528, 532.
Чирвинский П. Н. . . . . 265, 532.
Чупилин И. И. . . . . 3, 10, 495.

Шарлов Л. Э. . . . . 496.
Шимпф Д. . . . . 530.
Шифрин Д. В. . . . . 176, 177, 488, 505.
Шукевич А. М. . . . . 488.

Эверт Г. М. . . . . 9, 11, 16.

Яковлев Н. Н. . . . . 394.

Allen E. . . . . 74, 135, 136, 289, 532, 533.
Alling H. . . . . 28, 532.
Andersen O. . . . . 221, 532, 533.
Angel F. . . . . 288, 370, 532.
Asklund B. . . . . 401, 450, 532.

Backlund H. . . . . 479, 532.
Baer v. . . . . 138, 532.
Bailey Willis . . . . . 434, 5 0.
Bain G. . . . . 64, 532.
Balk C. . . 65, 165, 167, 230, 287, 532, 540.
Barne E. . . . . 214, 532.
Baron F. . . . . 253, 533.
Barrow P. . . . . 73, 74, 533.
Barth T. . . . . 128, 525, 533.
Becke F. 52, 58, 121, 221, 222, 233, 265, 288, 533.
Beischlag . . . . . 533.
Böhtlingk W. 7. 138, 256, 394, 417, 419, 527.
Boeke H. . . . . 136, 533.
Bonney B. . . . . 258, 288, 528.
Bowen N. 135, 165, 216, 217, 221, 245, 286, 289, 292, 325, 368, 372, 533.
Brögger W. 299, 40[illegible], 450, 463, 468, 476, 525, 533.
Bubnoff S. . . . . 533, 534.

Carstens C. 62, 63, 124, 126, 127, 137, 533, 541
Chrustcheff K. . . . . 53, 533.

Clarke Fr. . . . . 255, 533.
Clement J. . . . . 135, 531.
Cloos H. 140, 141, 176, 260, 261, 293, 331, 341, 349, 357, 418, 432—434, 438, 439, 447, 449, 450, 457, 460, 463, 467, 519, 534.
Colderup . . . . . 254.
Collins W. . . . . 69, 70, 376, 534.

Daly R. . . . . 28, 30, 534.
Day A. 74, 289, 534
Dittler E. 376, 534
Doelter C . . . . . 202, 534.
Drescher F. . . . . 438, 534.

Eckermann H . . . . . 127, 129, 216, 534.
Eitel W. . . . . 136, 171, 533, 534.
Elles G. . . . . 74, 534.
Emerson B. . . . . 534.
Eskola P. 25, 56, 59, 60, 62, 64—67, 69, 70, 73, 77, 78, 91, 92, 135, 136, 163—165, 167, 220, 222, 225, 226, 242, 255, 269, 288, 289, 292, 294, 295, 323, 326, 328, 335, 343, 370. 376, 378, 379, 386, 392, 398, 478, 484, 488. 501, 519, 521, 534, 538, 541.

Feilden H. . . . . 258, 528.
Fenner Cl. . . . . 269, 375, 534.
Fermor L. . . . . 65, 534.
Fersmann A. см. Ферсман А. Е.
Fieandt A. . . . 394, 401, 412, 413, 419, 535.

Fiercks C. . . . . 415, 416, 491, 535.
Fischer P. . . . . 163, 535.
Flett J. . . . . 39, 535.

Geer F. de . . . . . 16, 535.
Geijer P. 122, 123, 128, 141, 171, 176, 260, 261, 378, 481, 519, 535.
Goldschmidt, V. 16, 59, 63, 64, 66, 68, 70, 72, 75, 77, 78, 174, 240, 248, 251, 276, 476, 525, 535, 541.
Green J. . . . . 65, 67, 535.
Grubenmann U. 61, 62, 68, 70, 88, 92, 322, 535.

Haarmann E. . . . . 449, 535.
Hackmann V. . 123, 253, 378, 414, 535, 538.
Harker A. . . . . 69, 77, 248, 535.
Hatch H. . . . . 253, 535.
Hausen H. 11, 24, 26, 87, 121, 123, 258, 299, 311, 312, 332, 333, 378, 381, 382, 384—387, 392, 408, 415, 416, 434, 486, 493, 517, 526. 527, 536, 538.
Hennig E. . . . . 478, 517, 540.
Himmelbeuer F. . . . . 154, 536.
Hise Van . . . . . 68, 137, 536.
Högbom A. . . . . 78, 126, 286, 477, 536.
Holland Th. 66, 164, 235, 242, 252, 253, 536.
Holmes A. . . . . 217, 473, 536.
Holmquist P. . . . . 119, 214, 434, 536.
Holtedahl O. 378, 413, 419, 445, 448, 472, 473, 484, 489, 521, 522, 536, 541.
Hummel K. . . . . 124, 137, 536.

Insley H. . . . . 224.
Iyer L. . . . . 77, 536.

Johansen A. 186, 193, 202, 263, 264, 267, 340, 355, 536.
Jonas A. . . . . 224.
Jonston I. . . . . 69.

Kieslinger A. . . . . 71, 536.
Kihlamnn A. . . . . 528.
Knopf E. . . . . 52, 121, 134, 224, 537.
Koenigsberger J. . . . . 376, 536.
Köhler A. . . . . 376, 534.
Kolony R. . . . . 289, 537.
Kovaric L. . . . . 473.
Kôzu . . . . . 217.
Krank E. . . . 58, 60, 75, 78, 472, 537, 541.
Krusch . . . . . 533.
Kunitz W. . . . . 129, 537.

Lacroix M. . . . . 127, 537.
Laitakari A. . . . . 129, 472, 484, 521, 537.
Larsen E. . . . 218, 225, 227, 264, 537, 540.
Lehmann J. . . . . 138, 252, 537.
Leith Ch. . . . . 137, 536.
Leiviska . . . . . 448, 537.
Linden F. . . . . 528.
Ljungner E . . . . 401, 434, 437, 450, 537.
Loewinson-Lessing см. Левинсон-Лессинг.
Lüders . . . . . 439, 442.

Mac Gregor A. G. . . . . 224, 537.
M hony D. . . . . 42, 537.
Mäkinen E. 75, 123, 292, 335, 370, 376, 537.
Marchet A. . . . . 217, 537.
Marstrander H . . . . . 86, 123, 488, 537.
Mhra J. . . . . 202, 228, 229, 231, 236, 537.
Middendorf A. . . 7, 34, 173, 182, 527, 528.
Mikkola E. . . . . 541.
Miller W. . . . . 240, 537.
Mohr . . . . . 439, 442.
Mügge O. . . . . 225, 264, 537.

Nicolai Gergart . . . . . 123, 537.
Niggli P. 42, 46, 62, 68—70, 91, 92, 106, 186, 187, 191, 193, 201, 202, 205, 213, 239, 251, 289, 299, 322, 338, 355, 375, 378, 535, 537.

Osann A. . . 55, 90, 92, 201, 226, 537, 538.

Palmen I. . . . . 528.
Palmgren . . . . . 126, 537.
Peck A. . . . . 62, 538.

Quensel P. . . . . 52, 134, 538.

Rabot Ch. 7, 24, 40, 138, 139, 173, 452, 456, 472, 528.
Ramsay W. 7, 8, 16, 24, 34, 84, 138, 139, 179, 256, 275, 394, 414, 417, 419, 448, 454, 455, 469, 470, 477, 478, 484, 486, 517, 521, 524, 526, 528, 529, 538.
Rankin G. . . . . 295, 539.
Rassmuss H. 538
Renquist H. . . . . 450, 526, 538.
Richardz S. . . . . 137, 540.
Riecke . . . . . 233.
Rimann E. . . . . 326 478, 517, 538.
Rosberg I. F. . . . . 529.
Rosenbusch H. . . 55, 90, 154, 201, 537, 538.

Sahestrom . . . . . 450, 538.
Salomon W. . . . . 538.

Sander Br. . . . . 237, 541.
Sargent H. . . . . 289, 538.
Schmidt E. . . . . 540.
Schwenkel H. . . . . 35, 51, 119, 269, 538.
Sederholm J. 29, 40, 58, 74, 82, 87, 91, 92, 94, 121—123, 127, 128, 141, 177, 224, 226. 259, 260—262, 265—267, 269, 271, 274, 27 285, 287, 289, 295, 299, 311, 312, 326, 33 , 365, 367, 378—381, 384, 386, 392, 417, 418, 437, 448, 450, 478, 484, 487—489, 517, 521, 538, 539, 541.
Seidlitz W. . . . . 52, 134, 539.
Seifert H. . . . . 239, 539.
Shephard E. . . . . 295. 539.
Sjögren H. . . . 122, 123, 136, 255, 539, 541.
Spurr J. . . . . 240, 539.
Staub R. . . . . 52, 134, 539.
Stelzner H. . . . . 438, 534.
Stille H. . . . . 473.
Sundius N. 104, 132, 154, 171, 235, 539 541.
Suzuki J. . . . . 59, 69, 171, 539.

Tanner V. 7, 15, 27, 30, 138—140, 169, 448. 455, 486, 526, 527, 529, 539.
Teall S. . . . . 224.
Termier P. . . . . 52, 134, 539.
Tilley E. 60, 63, 64, 66—68, 70, 72—74, 164, 225—227, 534, 539.
Tolman C. . . . . 240, 539.
Tornebohm A. . . . . 78, 224, 539.
Trueman I. . . . . 53, 539.
Tyrell G. . . . . 56, 539.

Vayrynen H. 25, 66, 67, 73, 218, 220, 225, 226, 253, 254, 540.
Velain Ch. 24, 40, 138, 173, 233, 452, 456, 472, 528.
Vernadsky W. см. Вернадский В. И.
Vogt J. . . 122, 123, 255, 265, 369, 533, 540.

Wahl W. . . . . 394, 540.
Waldmann L. . . . . 61, 540.
Washington H. 221, 222, 235, 252, 255, 533, 540.
Weber M. . . . . 232, 294, 540.
Wegemann C. 58, 60, 75, 78, 123, 299, 302, 381, 382, 384—387, 392, 413, 445, 493, 521, 540, 541.
Weich A. . . . . 227, 228, 540.
Weinschenk E. . . . . 293, 540.
Willis Bailey . . . . . 434, 540.
Winchell A. 104, 131, 202, 228, 229, 237, 540.
Wright F. . . . . 135, 225, 264, 531, 540.
Williams G. . . . . 132, 224.
Wolff F. . . . . 478, 517, 540.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Пояснения сокращений и некоторых обозначений в указателе и тексте

Варака, варь, варынч—лесистая гора или холм
Выд, выдыш, выдынч—хребет, хребтик выше границы лесов
Г., гор.—город
Д., дер.—деревня
Ж. д.—железная дорога
Иок, иоки—река
Кол.—колония
Кошк, кошкис—порог на реке
Лухт—губа
М.—мыс
Микрофото—микрофотография
Наволок—мыс
Ньярк- мыс
Обн. №—обнажение №
Обр. №—образец №
О-в—остров
Оз.—озеро
Падун—водопад на реке
Пак, пахк, пакынч—шишка, одинокая гора—тундра выше границы лесов
Пахта—отвесная скала
Пирамида—триангуляционный знак
П. м.—под микроскопом
Погост—село
П-в, п/о—полуостров
Порог—быстрина на реке
Пялгынч—большой палец—боковой отрог горного кряжа—тундры
Р., рр.—река, реки
С.—село, селение
Сигнал—триангуляционный знак
Солга—островок
Солос—остров
Ст., станц.—станция ж. д.
Стр.—страница
Т.—тундра, возвышенность выше границы лесов
Уайв, уайвиш, уайвинч—голова, вершина тундры
Ф.—фиорд
Фото—фотография
Яур, яуриш—озеро, озерко

Або 253
Абрам пахта 31
Абрам пирамида 14
Агисуайвиш т. 12, 46, 48, 175, 241, 242, 358, 356.
Адирондек . . . . . 65, 165, 287.
Александровск город (см. Полярное).
Аляска . . . . . 201, 202, 418.
Альтенфиорд . . . . . 484.
Америка Северная . . . . . 123, 137, 165.
Америка Южная . . . . . 65.
Ангес варака . . . . . 149, 164, 167, 505.
Ангес р. . . . . 203, 492.
Анис, т. 13, 15, 16, 18, 140, 144, 146—149, 154, 165, 166, 177, 412, 488, 544.
Анисяур оз. . . . . 544.
Ара кол. . . . . 359.
Ара ф. 258—260, 283, 294, 295, 329,—331, 333, 335—337, 359, 397, 409, 494, 519, 544.
Арктика . . . . . 445.
Ахмапахта т. 12, 14, 87, 96, 283, 360, 404. 509.

Базарная губа . . . . . 24.
Белая т. . . . . 471.
Беличий порог . . . . . 506.
Белое море . . . . . 129, 417.
Белокаменная дер. . . . 111, 135, 280, 513.
Белокаменный м. . . . . 93, 179, 293.
Ботнический залив . . . . . 450, 451.
Ботния северная 486

Вага губа . . . . . 327.
Вагавыд т. . . . . 31, 86, 98, 498.
Ваенга р. . . . . 82, 282.
Валес ньярк . . . . . 144, 154.
Варангер п-в 22, 387, 413, 415, 419, 445, 484.
Варзуга р. . . . . 471.
Варламова варака . . . . . 360.
Варламова губа . . . . . 280, 281, 294.
Вартварака . . . . . 353.
Вартуайв т. . . . . 26.
Ваттаркуада варака . . . . . 142.
Вашварь т. . . . . 31, 306.
Великий м. . . . . 84, 280, 294, 295.
Верес т. . . . . 458, 460, 495.
Верхнее оз. . . . . 123, 137.
Вестник гора . . . . . 545.
Вестник м. . . . . 413, 415, 435, 493.
Вехпахк т. . . . . 175.
Виромуайвинч т. 17, 82, 83, 96, 112—115, 188, 200, 201, 233, 282.
Вичаны о-в . . . . . 494, 513.
Вичаны ф. . . . . 258, 283, 332, 336.
Владимир порт . . . . . 283.
Волоковая Большая губа 157, 274, 275, 281, 292, 332, 436, 513, 545.
Волоковая Малая губа . . . . . 436.
Волчья т. . . . . 13, 18, 414, 454, 465, 507.
Волшпахк т. 126, 127, 133, 175, 186, 208, 211, 212, 238, 241, 503, 504, 510.
Волшпялгынч т. . . . . 209, 211, 235, 504.
Волынь . . . . . 232, 234, 287.
Ворий м. . . . . 420.
Вочемяур оз. . . . . 96.
Вуимвыд т. . . . . 27, 32, 398, 404.
Вульбуайвинч т. 48, 209, 211, 234, 235, 503, 544.
Вульварака . . . . . 27, 152, 168, 326.
Вульяур оз. . . . . 8, 27, 139.
Выдра р. . . . . 360, 362, 509.
Вызынапахк т. . . . . 81.
Вымь т. 12, 14, 27, 80, 300, 303, 305, 306, 308, 309, 314—317, 323, 343, 347, 355, 366, 393, 447, 507, 515.
Вырмес варака 414, 454—456, 460, 462—465, 469, 471, 473.
Вырмес оз. . . . . 187, 197, 459, 461, 495.

Гавриловское становище . . . . . 258, 288.
Геллинге . . . . . 126.
Гельсингфорс . . . . . 78, 262.
Германия . . . . . 163.
Горелая т. . . . . 135, 175, 182.
Горячинская губа . . . . . 454.
Гранитная т. . . . . 354.
Гремяха оз. 234, 404, 453, 459, 461, 462, 466, 495.
Гремяха р. . . . . 455, 459, 466, 515.
Гремяха т. 10, 11, 13—15, 18, 177, 414, 454—456, 458, 459, 462, 466, 468, 469, 471, 474, 492, 493, 508.
Гренландия . . . . . 473, 489.
Грудин т. 13, 15, 17, 73, 176, 177, 180, 181, 198, 214—216, 510, 511, 544.

Двор Второй губа . . . . . 512.
Двор Третий губа . . . . . 512.
Девичья пожня губа . . . . . 512.
Долгая губа . . . . 24, 73, 79, 80, 93, 493.
Домашняя т. . . . . 13, 15, 17, 510, 511.

Екатерининский о-в . . . . . 271, 434, 435.
Екатерининская гавань . . . . . 273, 274.
Еремнская тоня . . . . . 84, 93.
Еретики о-в . . . . . 258, 283, 511.

Железная варака . . . . 175, 210, 211, 235, 346, 504.

Заимандровский район . . . . . 505.
Зайцева т. . . . . 24.
Зеленый м. . . . . 430.

Иккивыд т. . . . . 445.
Имандра оз. . . . 19, 24, 80, 410, 414, 505.
Индия . . . . . 66.
Иоканга р. . . . . 471.
Ионкедьгвыд т. 26, 300, 302, 314, 315, 317, 318, 344, 345, 348, 350, 367, 368, 382.
Иоптунтур т. . . . . 26.
Италия . . . . . 186.
Ичяур оз. . . . . 44, 74, 154, 169.

Калепуха варака . . . . . 361, 509.
Калепуха порог 50, 73, 197, 377, 455, 491, 492, 495, 506, 510, 511.
Калепуха т. . . . . 345, 510.
Калливарака . . . . . 74, 511.
Канада . . . . . 106, 376.
Кандалакша гор. . . . . 472, 473.
Кандалакшская губа . . . . . 451, 481, 507.
Каневка . . . . . 476.
Канин п-в . . . . . 419, 480.
Караульная варака . . . . . 173, 401, 491.
Карелинская кол. . . . . 274, 279, 283.
Карелинский наволок 200, 332, 338, 404, 405.

419, 420, 421, 424, 425, 429, 433, 436—440, 544, 545.
Карелия . . . . . 171, 417, 473.
Карниоки р. . . . . 27, 140.
Кахяуруайвинч т. . . . . 17, 190, 233.
Кедьгуайв т. . . . . 31, 86.
Кезяур (Кожа) оз. . . . . 403.
Кейвы т. . . . . 471.
Кемвыд т. . . . . 282.
Кемесварака . . . . . 404.
Кентпахк т. . . . . 31.
Кенчозера р. . . . . 515.
Керц р. . . . . 515.
Керц т. . . . . 44, 73, 511, 543.
Кеттели р. . . . . 500.
Кеттели т. . . . . 87.
Кеттелияур оз. 81, 96, 97, 330, 333, 340, 341.
Кеулик т. 13, 15—18, 22, 80, 299, 300, 304. 305, 308—310, 312—315, 317, 318, 320—322, 343, 345, 364, 387, 391, 443, 448, 481, 483, 489, 515, 544.
Киеварака р. 83, 93, 499,
Кильдин о-в 22, 394, 419, 448, 484, 486, 489.
Кильдинские т. . . . . 138.
Кильдинский погост . . . . . 31.
Кингерем т. 12, 14, 80, 300, 303, 305, 308, 309, 313—316, 343, 393.
Киркинессе . . . . . 86, 312, 481.
Кирова гора . . . . . 176, 177.
Кируна . . . . . 171.
Кислая губа . . . . 272, 274, 284, 295, 512.
Китовая (Китовка, Титовка) р. 30, 44, 45, 80, 81, 97, 111—113, 115—118, 134, 284, 333, 382, 384, 452, 453, 500, 509, 515.
Китовка (Титовка) кол. 100, 133, 332, 333, 336, 361, 496, 509.
Китовый (Титовский) о-в 257, 288, 290, 291, 333, 336, 361, 410, 493, 494.
Китовый ф. 97, 152, 257, 258, 260, 284, 289, 332, 336, 445, 453, 493, 544.
Кица р. . . . . 18, 27, 81, 196, 454, 510.
Клев м. . . . . 155.
Кодда р. . . . . 500.
Коддвыд т. . . . . 348, 352.
Коддяур оз. . . . . 175, 346.
Кожа (Кезиоки) р. . . . . 455, 480, 515.
Кожвыд т. . . . . 18.
Кола гор. 10, 24, 138, 155, 173, 333, 336, 342, 454, 455, 515, 544.
Кола оз. . . . . 20, 454.
Кола р. 3, 11, 16, 20, 24, 31, 32, 46, 50, 138, 173, 175, 176, 180, 188, 194, 197—199, 205, 210, 214, 255, 279, 332, 336, 360, 379, 395, 397, 398, 404, 453—455, 492, 504, 507, 510, 511, 514, 515, 544.
Кола станция . . . . 193, 332, 336, 338, 455.
Коллобриер . . . . . 126.
Колпачки т. . . . . 13, 14, 398.
Кольский п-в 3—5, 7, 9, 16, 72, 126, 127, 138, 186, 191, 201, 205, 255—257, 296, 378, 394, 397, 410, 413, 414, 417—419, 445, 450, 451, 453, 468, 470—472, 476—479, 484, 485, 487, 512.
Кольский ф. 3, 8, 10, 11, 24, 25, 31, 32, 47, 50, 79, 80, 82—85, 88, 90—93, 95, 96, 98, 99, 101, 111—114, 117—119, 126, 127, 134, 135, 138, 155—158, 175, 179, 199, 256, 258, 259, 272, 274, 275, 277, 279—283, 287, 294, 295, 298, 299, 332, 336, 338, 360, 361, 395, 396, 401, 404, 405, 410, 415, 418, 430, 431, 433—436, 439, 440—443, 446, 447, 454, 456, 472, 473, 475, 481, 486, 496, 498, 499, 501, 503, 505—507, 509, 512—515, 543—545.
Конт оз. . . . . 471.
Кортленд . . . . . 252.
Красивая т. . . . . 356.
Кривец порог . . . . . 74, 455, 511, 512.
Кривой Рог 123, 137
Кротовая р. . . . . 515.
Куадуайвинч т. . . . . 17, 18, 182, 215.
Куайвнюнь т. . . . . 383, 389, 390.
Кувшин о-в . . . . . 273.
Кукиспахк т. . . . . 176.
Куможье оз. . . . . 80, 505.
Куможья р. . . . . 197.
Куолоярви . . . . . 473.
Купчварака . . . . . 345, 346.
Курбыш р. . . . . 300, 314—316, 343.
Курбыш (Курбышнень) т. 306, 308, 309, 318, 347, 353, 356.
Курбышкедьгуайв т. . . . . 12, 32.
Курбышуайвиш т. . . . . 330.
Кутовая губа . . . 332, 333, 505, 508, 513.
Кутовый сигнал . . . . . 16.
Куусамо . . . . . 473.
Кучин т. 12, 14—17, 22, 80, 261, 300—303, 312, 313, 317, 318, 325, 332, 342—344, 349, 364, 381—389, 392, 393, 399, 448, 483, 493, 494, 506, 507, 544.
Куырклухпахт т. . . . . 32.
Куыркпак т. . . . . 12, 14, 42.
Куыркяурвыд т. . . . . 31, 197.
Кынспак т. . . . . 11, 277.

Лабергет . . . . . 126.
Лавна р. 83, 84, 93, 96, 99, 101, 107, 109, 120, 499, 514.
Лагерная т. 12, 14,
Ладожское оз. . . . . 417.
Лапландия 257, 328, 414, 447, 451, 454, 475, 485, 488, 491, 507.
Лас м. . . . . 431, 514.
Лебяжье оз. (Нюхчяур) . . . . . 355, 494.
Лебяжья варака (Нюхчварь) . . . . . 347.
Лебяжья р. 17, 329, 343, 350, 353, 365, 366, 371.
Лейбпахк т. . . . . 176, 209, 504.
Ливлинское оз. . . . . 499.
Лица Западная р. 15, 17, 20, 25, 26, 30, 44, 45, 79, 81, 82, 84, 97, 99, 111, 114—117, 284, 346, 353, 355, 362, 365, 366, 371, 453, 496, 500, 514, 515, 543.
Лица Западная ф. 237, 258, 259, 284, 294, 310, 329, 332, 343, 344, 350, 354, 446, 452, 453, 496, 497.
Лица Малая ф. . . . . 284, 377, 513.
Ловозеро . . . . . 455, 471.
Лодейная губа . . . . . 275, 279.
Лопарская станция 16, 80, 230, 454, 513, 544,
Лота р. 8, 15, 20, 27, 30, 139, 142, 149, 152, 169, 300, 326, 360, 361, 506, 509, 543.
Лотарингия 124,
Лоубпахк т. . . . . 454.
Лоухуайвинч т. . . . . 32.
Лофотен . . . . . 122.
Лукерьина пахта . . . . . 511.
Лукинская варака 142, 162, 173, 360, 361, 509.
Луков наволок . . . . . 455, 456, 496.
Луяурурт т. 414, 466, 469, 470, 472—474.
Лыствыд т. 17, 18, 22, 74, 299, 300, 303, 306, 308, 310, 311, 314—318, 321—323, 345, 347, 351, 353, 356, 366, 489.

Мадагаскар о-в . . . . . 253.
Мадрас . . . . . 77.
Маляурвыд т. 81, 83, 96, 99, 111, 133, 500.
Мансио . . . . . 126, 127, 216.
Маршрутная I т. . . . . 13, 14.
Мауняур оз. . . . . 344.
Медвежий м. . . . . 279, 425, 426, 428, 429.
Мелкяурпахк т. . . . . 208, 212, 504, 510.
Мелуайвиш т. . . . . 32.
Мемек оз. . . . . 310, 344.
Менькова т. . . . . 12, 14, 355.
Мишуков м. . . . . 84, 85, 93, 496.
Мишукова т. 83, 99, 110, 135, 360, 361, 362, 498, 499, 509, 542.
Монтана . . . . . 191, 193.
Монче губа . . . . . 176, 177, 454, 474.
Монче т. . . . . 18, 19, 414, 455, 505, 507.
Мореиок р. . . . . 455.
Мотовский залив 257, 277, 279, 287, 338 410, 449, 490, 494.
Мохнаткина пахта . . . 82, 93, 94, 281, 514.
Мурдозеро . . . . . 173, 454.
Мурман 7, 10, 11, 24, 157, 256—258, 269, 280, 282, 285, 288, 289, 376, 394, 404, 405, 408, 410, 419, 485, 486, 489, 491, 505, 508, 511—513, 544, 545.
Мурманск гор. 8, 46, 111, 135, 182, 454, 514.
Мурманская ж. д. . . . . 8.
Мурмаш порог 177, 194, 336, 455, 510, 512, 515.

Набдес т. . . . . 13, 14.
Недкапрынч т. . . . . 44, 76, 510.
Нейкирхен . . . . . 163.
Неррдьордыч т. . . . . 197.
Никитин м. 278, 281, 294, 295, 361, 401, 505. 506, 509.
Ниткуайв т. . . . . 242, 363, 509.
Нитянапакынч т. . . 175, 208, 503, 504, 510.
Норвегия 62—64, 79, 121, 122, 124, 165, 191, 193, 201, 202, 238, 248, 254, 255, 312, 365, 481, 482, 484, 413, 417, 419, 449, 463, 472, 476, 489.
Нордкап . . . . . 445.
Нота р. . . . . 20.
Ното-озеро 8, 11, 15, 20, 27, 37, 44, 45, 74, 138—140, 142, 144, 149, 150, 152, 154, 161, 169, 171, 177, 326, 327, 357, 362, 414, 451, 456, 472, 491, 511, 512, 542, 545.
Нудкеврьлумбулпакынч т. . . . . 209, 504.
Ньяммельвыд т. . . . . 454.
Нюльпвыд т. . . . . 13, 15, 31, 32.
Нялвыд т. . . . . 26, 358, 359.
Нялкеллиньярк . . . . . 149, 154.

Одежяур оз. . . . . 382.
Одинцовка дер. 157, 283, 419—421, 423—425.
Озерко бухта . . . . . 410, 493.
Океан Сев. Ледов. 16, 79, 80, 256—259, 280, 394, 396, 419, 449, 451, 508.
Оленья губа . . . . 173, 268, 415, 434, 435.
Оленья станция . . . . . 8.
Оленья т. . . . . 34, 182.
Олльеньярк м. . . . . 37, 511, 543.
Ольховая р. . . . . 515.
Онежское оз. . . . . 417.

Онос I, II, т. . . . . 13, 15, 17, 242.
Опдаль . . . . . 239.
Ориярви 60, 62, 136, 222, 226, 255, 269, 288, 295, 296, 379, 501.
Орловка р. . . . . 27.
Осло 67, 72, 77, 449, 463, 471—473, 476, 489.
Ост Индия 77, 221, 222, 235, 242, 252, 253.
Острая т. . . . . 458, 460, 495.

Пава-коски порог . . . . . 97, 362.
Падун на р. Китовой . . . . . 410.
Падун III на р. Пече . . . . 144, 148, 150.
Падун на р. Туломе 8, 11, 13, 15, 150, 169. 409, 432, 456, 491, 512, 515.
Падун на р. Улите . . . . . 150.
Падун на р. Уре . . . . . 11.
Паз р. . . . . 24, 40.
Пак р. . . . . 345, 515.
Пак т. (близ Титовки) 12, 14, 30, 44, 74, 303—305, 308—310, 315—318, 323, 346, 347, 511.
Пак т. (близ р. Туломы) 18, 32, 45, 307, 308, 317.
Палагубский м. . . . . 513.
Палагубский п-в . . . . 401, 418, 434, 440.
Панькова т. . . . . 510.
Парус наволок . . . . . 512.
Пауча р. . . . . 27, 307, 310, 317, 344, 356.
Пахтварака . . . . . 304, 305.
Пахтварьяурпакынч т. . . . . 212.
Педцордынч т. . . . . 81, 282, 543.
Песварака . . . . . 32.
Печа р. 139, 140, 144, 146, 148—150, 154, 165.
Печенга р. . . . . 24, 386.
Печенгские т. 17, 22, 80, 261, 302, 312, 332, 349, 364, 381, 382, 384—387, 392, 444, 448, 478, 481, 489, 494.
Печенгский монастырь . . . . . 405.
Пинагорий м. 84, 85, 90, 91, 93, 98, 100, 101, 107—109, 111, 114, 130, 134, 361, 496, 499, 509, 542.
Пинагорий хребет . . . . . 93.
Пикшуев т. . . . . 11, 12, 14, 16, 277, 284.
Пикшуева губа . . . . . 447.
Питькова губа . . . . . 277.
Платоновка дер. . . . . 280, 396, 514.
Подвыд т. 268, 300, 305, 309, 314—318, 320, 322, 324, 345, 346, 349, 352, 353, 367, 368, 387, 404, 483, 484, 507, 508, 515.
Полмыхуайв т. . . . . 18.
Полтпахк т. . . . . 16, 182.
Полярное с. 10, 262, 263, 266, 269, 279, 280 293, 296, 405, 430, 446, 512.
Пон оз. . . . . 344.
Пониоки р. . . . . 26, 344, 346.
Поннюнь т. . . . . 183, 197.
Поной р. . . . . 414, 471.
Попова т. 13, 15, 257, 285, 310, 311, 313, 324, 345, 347, 353, 354, 377, 480, 483, 494, 507, 515.
Порръяс оз. . . . . 513.
Порръяс пахта . . . . . 12, 14, 329, 340.
Порт Владимира . . . . . 511.
Порья губа . . . . . 481.
Пуадзпахк т. . . . . 182, 215.
Пулвыд т. . . . . 208, 234, 503, 510.
Пулозеро станция 8, 11, 16, 31, 34, 41, 73, 173, 176, 182, 203, 215, 242, 362, 403, 454, 492, 505, 509, 510, 513.
Пуриоки р. . . . . 404.
Пурнвыд т. 13, 15, 188, 194, 195, 200, 458—460, 495, 544.
Пурниоки р. . . . . 465.
Пуряур оз. . . . . 404.
Пустьнюнь т. . . . . 175.
Пух оз. . . . . 471.
Пялица р. . . . . 138.

Радьпахк т. . . . . 209, 211, 235, 504.
Раматуайвинч т. 8, 16, 18, 31, 32, 184, 209, 210, 235, 504.
Ретинская губа . . . . . 514.
Реутвыд т. . . . . 343, 347, 354, 356.
Ристикенти д. 138, 144, 146, 154, 169, 452, 472.
Русский ручей 515,
Рыбачий п-в 8, 11, 22, 284, 386, 387, 394, 397, 399, 401, 410, 412, 413, 415, 419, 442, 445, 448, 451, 484, 486, 489, 499, 513.
Рыпвыд т. . . . . 17, 32, 73.
Рыпсис-варака . . . . . 44, 511.
Рыпсис ньярк . . . . . 511.

Савпавелпахк т. . . . . 96, 282.
Сайда сигнал . . 11, 14, 272, 274, 434, 435.
Сайда ф. . . . . 277, 279, 405, 545.
Саксония . . . . . 252.
Сальная т. . . . . 18, 414, 454, 472.
Сальный м. . . . . 24, 84, 275.
Саудзуайвиш т. . . . . 353, 354.
Святой нос м. . . . . 288, 394.
Сейбвыд т. . . . . 32.
Сейвяур оз. . . . . 455.
Селенес п-в . . . . . 413.
Сервеспахк т. . . . . 233.

Сеть-наволок . . . . . 135, 175, 280.
Сибирь . . . . . 240.
Скагерак . . . . . 450.
Скандинавия . . . . . 252.
Слюданюнь т. . . . . 175, 361, 363, 509.
Смоляная варака . . . . . 512.
Собачья варака . . . . . 73, 362, 505, 510.
Сойтмаск т. . . . . 176, 199.
Соколиная варака . . . . . 198.
Соловарака . . . . . 455, 507, 515.
Солосварь т. . . . . 351.
Соорти т. . . . . 312.
Средний п-в . . . . . 445, 448.
Средняя губа 175, 199, 280, 281, 332, 336, 338, 446, 486, 512.
Средняя р. . . . 21, 81, 135, 258, 282, 496.
Ссывер т. 81, 188, 197, 199, 200, 214, 233, 282, 454, 544.
Ставангер ф. . . . . 63, 66, 68.
Стокгольм . . . . . 77, 437.
Сухая варак . . . . . 362, 375, 494.
Сухая т. . . . . 346—348, 355, 356, 361.
Сухой порог 20, 360, 494, 509,
Сюдварангер 22, 79, 86, 87, 121 — 124. 126—128, 261, 312, 332, 333, 364, 386, 378. 481, 487.
Сыдрандыч т. 175, 209, 504
Сыдрандыч-пялгынч т. . . . . 175.

Тайбола ст. 44, 80, 175, 182, 198, 233, 234, 242, 510.
Тальшем т. . . . . 13, 15, 17, 32, 398.
Тариги 6 т. . . . . 12, 14, 32, 73, 510.
Текисуайвиш т. . . . . 12, 14.
Тельбес . . . . . 240, 251.
Темир-тау . . . . . 240, 251.
Териберка становище . . . . . 258.
Тессин . . . . . 171.
Тиман-Канин . . . . . 448.
Титовка, Титовая (см. Китовка).
Титовский о-в (см. Китовый о-в).
Титовский ф. (см. Китовый ф.).
Толпьвыд I (Толпь I) т. 8, 13, 15, 17, 22, 299—303, 310—312, 314—319, 321, 322, 325, 343, 345, 347—350, 356, 364, 368, 376, 382, 384, 404, 447, 448, 481, 483, 489, 507.
Толпьвыд II (Толпь II) т. 16, 22, 268, 303, 306—308, 314—319, 323, 324, 343, 347, 348, 353, 354, 356, 364, 368, 387, 388, 447, 448, 481.
Торнвыд т. . . . . 17, 73.
Торос о-в . . . . . 274, 275.
Трифоново оз. . . . . 378.
Трондьем . . . 62, 64, 68, 72, 124, 126, 135.
Туадаш губа . . . . . 152.
Тулома р. 3, 8, 10, 11, 32, 34, 37, 44—48, 50, 73, 74, 137—140, 150, 169, 173, 175—177, 180, 188, 194, 197—199, 210, 214, 303, 332, 336, 345, 346, 360, 361, 375, 377, 395, 397, 398, 401, 403—405, 409, 415, 416, 431, 432, 440, 453—456, 480, 492, 494—496, 501, 504—506, 509—512, 514, 515, 543.
Тулупахк т. . . . . 31, 32.
Турдипядзь ньярк . . . . . 327.
Турий . . . . . 472, 474.
Тюва ф. . . . . 275, 280, 281, 338, 517, 545.
Тятьсяур оз. . . . . 27, 140.

Украина . . . . . 77, 137, 287.
Улита р. 139, 140, 150, 151, 154, 169, 171, 515.
Умптек т. 18, 414, 454, 466, 469, 470—472.
Ура колония . . . . . 283.
Ура р. 11, 20, 79, 258, 283, 360, 404, 496, 497, 500, 508, 515.
Ура сигная . . . . 11, 12, 14, 113, 114, 116.
Ура ф. . . . . 258, 260, 282, 330, 331, 401.
Урал . . . . . 292.
Урица оз. . . . . 97, 330, 331.
Урица р. . . . . 330, 335.
Урица I, II. т. . . . . 97, 283, 331, 337.
Урица ф. . . . . 283, 331.
Уртозеро . 20, 27, 31, 46, 135, 175, 352, 356.

Фадеев р. . . . . 332, 514.
Федосеевка д. . . . . 472.
Фенноскандия 364, 378, 417, 418, 444, 448, 449, 473, 477.
Финляндия 8, 11, 28, 60, 62, 69, 78, 90—92, 97, 105, 123, 136, 140—142, 253—255, 262, 269, 288, 294—296, 298—300, 302, 311, 312, 326, 343, 344, 365, 379, 381, 382, 384—386, 392, 394, 405, 408, 413, 416, 430, 473, 478, 481, 483, 487, 490, 491, 493, 494, 496, 500.
Финнмаркен . . 378, 413, 419, 445, 448, 484.
Финский залив . . . . . 417.
Флетчер м. . . . . 473, 489.

Харловка р. . . . . 471, 473.
Хибины т. . . . . 18, 19, 470, 474, 475.
Хлебная пахта . . . . 24, 84, 156, 256, 281.
Христиания (см. Осло)
Христианский зунд . . . . . 450.

Цолнварака . . . . . 37, 362, 511.

Чагвеуайвиш Малый т. 452, 453, 456, 470, 471, 474, 508.
Чагвеяуриш оз. . . . . 457, 458.
Чайная губа . . . . . 279, 410, 490, 492.
Чаклевыд т. . . . . 32.
Челмпушка губа . . . . . 84, 281, 405.
Чертуайвинч т. . . . . 31, 86.
Чешская губа . . . . . 473.
Чигарканд т. . . . . 81, 282.
Чиптык т. . . . . 175.
Чоккондьвыдынч т. . . . . 209, 212, 504.
Чоксолосварь т. 306, 307—309, 317, 318, 320, 387, 391.
Чокуайвишь т. . . . 177, 187, 194, 214, 544.
Чолм т. . . . . 8, 13, 15—18, 32, 396, 404.
Чолмяур оз. . . . . 341.
Чорж оз. . . . . 26, 45, 341, 344.
Чотзыш варака 13, 15, 44, 45, 74, 139, 140, 357, 511.
Чуна т. . . . . 414, 471, 473.
Чуотзыш варака (см. Чотзыш варака)
Чурмуайв т. . . . . 18, 31, 32, 41, 403.

Шалим о-в . . . . . 283, 401, 511.
Шар-наволок 158, 280, 361, 509,
Шварцвальц . . . . . 35, 51, 90, 91, 209.
Швеция 77, 119, 123, 126, 127, 171, 238, 286, 295, 296, 450, 476, 488.
Шелшвыд т. . . . . 346, 356.
Шовна порог . . . . . 514, 515.
Шовна р. 139, 140, 154, 169, 305, 309, 310, 456, 515.
Шонгуй варака 31, 86, 98, 132, 209, 234, 238, 252, 498.
Шонгуй станция 24, 80, 86, 131, 176, 193, 336, 338, 498, 514, 515.
Шонгуй р. . . . . 515.
Шорнвыд т. . . . . 32.
Шотландия . . . . . 106, 184.
Шпицберген . . . . . 445, 476.
Шуринов м. . . . . 278.

Эгириновый наволок 462, 463, 466, 467, 469.
Эльвыданч т. 18, 32, 46, 48, 210, 234, 362, 504, 505.
Энбань т. . . . . 31, 362, 492.
Энкедьгвыдынч т. . . . . 176, 404, 504.
Энкедьгпахк т. . . . . 209.

Юксвыд Кильдинская т. 31, 81, 83, 96, 113. 115, 120, 138, 295.
Юркин порог . . . . . 455, 512, 515.

Якимпахк т. . . 197, 209, 210, 235, 358, 504.

Barosundsfjärd . . . . . 262, 287.
Black Hills . . . . . 287.
Castle . . . . . 253.
Dharwaz . . . . . 253.
Fletcher Cape 473
Hamlin . . . . . 201.
Gissenas . . . . . 201.
Jogo Peak Montana . . . . . 205.
Karlbotn . . . . . 378.
Kittila . . . . . 123.
Nautanen . . . . . 154.
New Jarsey . . . . . 269.
Nilgris . . . . . 253.
Oberwallis . . . . . 90.
Osterbothnien . . . . . 292.
Pelling . . . . . 295, 379.
Predazzo . . . . . 205.
Renchtahl . . . . . 119.
Skarvkyrkan S. v. Ekenos . . . . . 379.
Silvergruvan . . . . . 104.
Södermanland . . . . . 127.
Solem Athur . . . . . 253.
Tunaberg . . . . . 126, 235.
Upsala . . . . . 286.
Uttersvik . . . . . 104.
Veltin . . . . . 186.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

ГЛ. I. ВВОДНАЯ ЧАСТЬ

1. Историческая справка 7
2. Исследования автора 8
3. Топографическая основа 10
4. Краткая геоморфологическая характеристика района 16
5. Введение к геолого-петрологическому описанию 21

ГЛ. II. КОМПЛЕКС ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И МИГМАТИТОВ

1. Историческая справка 24
Геология 25
2. Распространение комплекса . . . . . —
3. Стратиграфическое положение комплекса 28
4. Тектоника комплекса 29
Петрографический состав комплекса гранато-биотитовых гнейсов 33
5. Общая характеристика . . . . . —
6. Группа биотитовых гнейсов 34
7. Группа гранато-биотитовых гнейсов. 38
8. Группа пироксеновых гнейсов 47
9. Группа амфиболитов 49
Генезис пород комплекса гранатовых гнейсов и сравнение с другими областями 51
10. Генезис комплекса гранатовых гнейсов и природа исходного материала . —
11. Образование мигматитов гранатовых гнейсов 74
12. Изменения гранатовых гнейсов в условиях эпизоны 76
13. К генезису амфиболитов и пироксеновых гнейсов . . . . . —
14. Сравнение с другими областями 77

ГЛ. III. КОМПЛЕКС БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И СЛАНЦЕВ С ПОДЧИНЕННЫМИ ЖЕЛЕЗНЫМИ РУДАМИ

1. Историческая справка 79
Геология 80
2. Строение северной полосы . . . . . —
3. Южная полоса комплекса 86
4. Стратиграфическое положение комплекса . . . . . —
Петрографический состав комплекса слюдяных гнейсов 87
5. Общая характеристика . . . . . —
6. Биотитовые гнейсы 88
7. Мигматиты слюдяных гнейсов 93
8. Амфиболиты и амфиболово-магнетитовые сланцы 98
9. Амфиболиты и амфиболовые сланцы (безрудные) 112

Генезис пород комплекса слюдяных гнейсов и сравнение с другими областями 1
10. Генезис слюдяных гнейсов . . . . . .
11. Генезис железных руд и амфиболитов 12

ГЛ. IV. КОМПЛЕКС ГАББРО-АМФИБОЛИТОВ, АМФИБОЛИТОВ И АМФИБОЛОВЫХ ГНЕЙСОВ

1. Историческая справка 13
Геология 13
2. Распространение комплекса . . . . . —
3. Геология Ното-озерского массива . . . . . —
4. Мелкие тела амфиболитов среди гранатовых и слюдяных гнейсов, гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов (геология) 141
5. Возраст комплекса 142
Петрографический состав комплекса . . . . . —
6. Ното-озерский массив (северный) . . . . . —
7. Амфиболиты в гранатовых и слюдяных гнейсах 15
8. Амфиболиты в гиперстеновых диоритах и олигоклазовых гранитах . . . 15
Генезис комплекса габбро-амфиболитов 16
9. Ното-озерский массив . . . . . —
10. Амфиболиты других месторождений 171

ГЛ. V. КОМПЛЕКС ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСО-ДИОРИТОВ И ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ С ПОДЧИНЕННЫМИ ИМ ЖЕЛЕЗНЫМИ РУДАМИ

1. Историческая справка 17
Геология . . . . . —
2. Общая характеристика комплекса . . . . . —
3. Распространение и геологическое строение комплекса 174
4. Возраст комплекса 177
Петрографический состав комплекса 178
5. Общая характеристика . . . . . —
6. Группа перидотитов и пироксенитов I . . . . . —
7. Габбро-нориты II 18
8. Горнблендиты III 184
9. Амфиболовые габбро-амфиболиты (гнейсовидные габбро) IV 185
10. Группа пироксеновых (амфиболовых) диоритов V 187
11. Слюдяные диориты VI 198
12. Андезиниты VII 199
13. Аплито-диориты, лейко-диориты и пегматиты 200
14. Чарнокиты-мангериты 203
15. Амфиболиты плагиоклазовые 206
16. Амфиболо-биотитовые гнейсы и мигматиты . . . . . —
17. Железо-рудные сланцы VIII 207
18. Описание магнетитовых пород 210
Генезис пород комплекса гиперстеновых диоритов 214
19. О природе комплекса . . . . . —
20. Перидотиты-пироксениты и горнблендиты 215
21. Амфиболовое габбро, нориты, габбро-нориты 217
22. Диориты 220
23. Мангерит-чарнокиты 227

1508